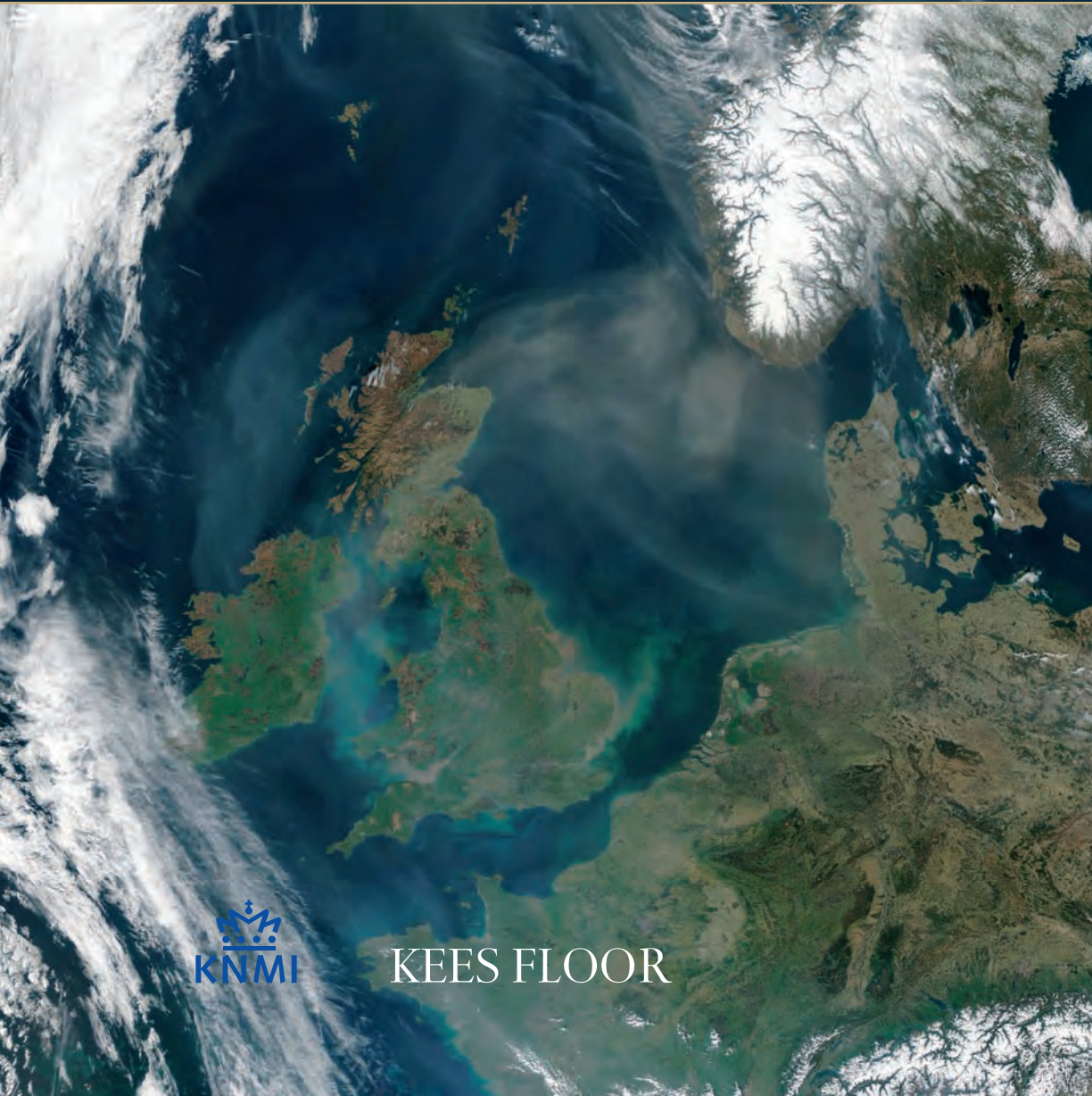




WEERKUNDE

METEOROLOGIE VOOR IEDEREEN



KEES FLOOR

WEERKUNDE

METEOROLOGIE VOOR IEDEREEN

WEERKUNDE

METEOROLOGIE VOOR IEDEREEN



Samenstelling: Kees Floor



E-book 2012

Colofon

Weerkunde is een uitgave van

© Uitgeverij Elmar B.V., Rijswijk – 2004

© Tekst: KNMI, De Bilt – 2004

Samenstelling: Kees Floor

Layout: Pam van Vliet, Harlingen

Foto's: Eric Chavanu, Kees Floor, Sjaak van den Ham, Peter Paul Hattinga
Verschure, Rini Hoevenaren, Karel Holvoet, Joost Postma, Peter de Vries

Illustraties: Grafisch Atelier Stenclak, Zosja Stenclak en M. Droscin

Vormgeving omslag: Wil Immink, Sittard

ISBN 978 90389 2265 2

Inhoud

	Voorwoord	11
1	Weer en samenleving	12
1.1	Het KNMI	12
1.2	Gevaarlijk weer en weeralarm	13
1.2.1	Zware storm	13
1.2.2	Stormvloeden	13
1.2.3	Windstoten	14
1.2.4	Zwaar onweer	15
1.2.5	Sneeuwstorm	15
1.2.6	IJzel	16
1.3	Verdere gevaren en ongemakken	18
1.3.1	Mist	18
1.3.2	Gladheid	18
1.3.3	Zware neerslag en overstromingsregens	19
1.3.4	Vorst	20
1.4	Gevaren voor de luchtvaart	21
1.4.1	Ijsaanzetting	22
1.4.2	Turbulentie	22
1.4.3	Windschering	23
1.5	Rampenmanagement	23
1.6	Samenvatting en conclusies	23
2	Algemene circulatie	24
2.1	Inleiding	24
2.2	Warme evenaar, koude polen	25
2.3	Een evenwichtssysteem	26
2.4	De draaiing van de aarde	27
2.5	Beperkingen van het model	29
2.6	De algemene circulatie	30

3	De atmosfeer	33
3.1	Verticale indeling	33
3.1.1	Troposfeer	33
3.1.2	Stratosfeer	34
3.2	Samenstelling van de lucht	35
3.3	Luchtdruk en luchtdrukpatronen	36
3.4	Gaswet	38
3.5	Verticaal evenwicht; stabiliteit	39
3.6	Waarnemen en monitoren van de atmosfeer	42
4	Straling, warmte, temperatuur	45
4.1	Inleiding	45
4.2	Zonnestraling	45
4.3	Aardse straling	46
4.4	De rol van de wind	47
4.5	De rol van bewolking	48
4.6	Gladheidssituaties door straling	50
4.7	Temperatuur	50
4.8	De stad als 'warmte-eiland'	52
4.9	Stralingsbalans	52
5	Luchtdruk en wind	54
5.1	Verband tussen luchtdruk en wind	54
5.2	Wind, een krachtenspel	56
5.3	Samenhang weer en luchtdrukpatronen	59
5.4	Structuur van de wind	61
5.5	Turbulentie	61
5.6	Windverandering met de hoogte	62
5.7	Gemiddelde wind	64
5.8	Windstoten	66
5.9	Windstoten in buien	68
5.10	Wind en temperatuur	68
6	Luchtvochtigheid	70
6.1	Inleiding	70
6.2	Aggregatietoestanden	70
6.3	Dampspanning of dampdruk	71

6.4	Andere vochtigheidsmaten	74
6.4.1	Relatieve vochtigheid	74
6.4.2	Dauwpuntstemperatuur of dauwpunt (Td)	74
6.4.3	Natteboltemperatuur	74
6.5	Condensatiekernen en vrieskernen	75
6.6	Afkoelingsprocessen in de atmosfeer	76
6.7	Afkoeling door opstijging	76
7	Zicht, mist en dauw	79
7.1	Zicht	79
7.1.1	Heiligheid, nevel en mist	79
7.1.2	Meteorologisch zicht	80
7.1.3	Zichtbare baanlengte (RVR) en schuin zicht (SVR)	80
7.1.4	Zicht in neerslag	80
7.2	Mist	81
7.2.1	Mist en dauw	81
7.2.2	Stralingsmist	82
7.2.3	Advectieve mist	83
7.2.4	Regenmist en frontale mist	85
7.2.5	Rijp, ruige rijp en witte dauw	85
7.3	Gedrag van mist	86
7.3.1	Mist op de Noordzee	86
7.3.2	Jaarlijkse en dagelijkse gang van mist	87
7.4	Typische mistsituaties	88
7.4.1	Hogedrukgebieden	88
7.4.2	Trekhoog	89
7.4.3	Frontpassages	90
7.4.4	Land-zeecirculaties	90
8	Dagelijkse gang	91
8.1	Inleiding	91
8.2	Gang van de zonnestraling en de aardse straling	91
8.3	Uitstraling door de aarde	92
8.4	Dagelijkse gang van de temperatuur	92
8.5	Invloed op massakarakter	93
8.6	Dagelijkse gang van de wind	94
8.7	Dagelijkse gang van de bewolking	95
8.8	Dagelijkse gang van de vochtigheid	97
8.9	Lokale effecten	98

9	Bewolking	99
9.1	Inleiding	99
9.2	Samenstelling van wolken	100
9.3	Wolkenclassificatie	100
9.4	Cumuliforme bewolking	102
9.5	Stratiforme bewolking	105
9.6	Bewolking op satellietbeelden	109
9.7	Tot slot	111
10	Neerslag en buien	112
10.1	Inleiding	112
10.2	Ontstaan van neerslag	112
10.3	Regen en motregen	115
10.4	Onderkoelde regen en ijsregen	116
10.5	Ijzel	116
10.6	Sneeuw	117
10.7	Buien en onweer	119
10.8	Ontwikkeling van buien	120
10.9	Levenscyclus van een onweersbui	120
10.10	Complexvorming	122
10.11	De vorming van hagel	123
10.12	Soorten onweersbuien	124
10.13	Elektrische en akoestische verschijnselen	125
10.13.1	Mooiweerstroom	127
10.13.2	De ladingsverdeling in een wolk	128
	<i>De bliksem</i>	128
	<i>Ontwikkeling van voorontlading en vangontlading</i>	129
10.14	Bliksemgevaar	130
10.15	De luchtcirculatie in en om een zware bui	131
10.16	Tornado's en hozen	132
10.17	Radar en neerslag	134
10.18	Zicht in regen- en sneeuwbuien	135
10.19	Zicht in een hagelbui	136
11	Weersituaties	137
11.1	Inleiding	137
11.2	Weertype	137
11.3	Grootschalige weersystemen	138
11.4	Luchtsoorten	139

11.5	Luchtsoortclassificatie	141
11.6	Koude en warme massa	142
11.7	Fronten en weeromslagen	143
11.8	Stromingspatronen	143
12	Depressies, fronten en andere neerslagproducerende weersystemen	145
12.1	Inleiding	145
12.2	Weersystemen en weer	145
12.3	Frontale zones en weer	145
12.4	Weersystemen en luchtmassa's	146
12.5	Passage van een warmtefront	147
12.6	Warme sector	149
12.7	Passage van een koufront	149
12.8	Passage van een occlusie	150
12.9	Luchtmassabuien	150
12.10	Builenlijnen en troggen	150
12.11	Conceptuele modellen	151
12.12	Nieuwe ontwikkelingen	151
13	Weersverwachtingen	153
13.1	Waarnemingen	153
13.2	Wereld Meteorologische Organisatie	153
13.3	Wereldwijde telecommunicatie	154
13.4	Weerprognoses	154
13.5	Atmosfeermodellen	154
13.6	Statistische verwachtingen	157
13.7	Betrouwbaarheid	157
13.8	Ensembleverwachtingen	158

Voorwoord

Regelmatig ontvangt het KNMI telefoontjes, brieven en emails met het verzoek om informatie over weerkunde of de vraag om een verwijzing naar een boek waarin die kennis op een toegankelijke manier is terug te vinden. Tot voor kort waren die vragen moeilijk te beantwoorden: het KNMI-lesmateriaal bleek onvoldoende bruikbaar voor een algemeen publiek, terwijl er ook op de markt geen geschikte publicaties voorhanden waren. Deze uitgave voorziet in deze leemte. De meteorologie die in dit boek wordt beschreven, uitgelegd en met talrijke illustraties verduidelijkt, is bedoeld voor iedereen. Direct in het begin wordt dat nog eens onderstreept: om stormen, windstoten, sneeuwval, ijzel en andere extreme weerverschijnselen kan niemand heen. Natuurlijk komt de atmosfeer aan bod en de vele processen die daarin plaatsvinden. Wind en storm, warmte en kou, zonnestraling en bewolking, buien en regen, sneeuw en hagel, alle passeren ze de revue. De onderlinge samenhang tussen veel van deze verschijnselen is te begrijpen met de begrippen die vaak opduiken in weerpraatjes, zoals hoge- en lagedrukgebieden en warmte- en koufronten; hierbij wordt dan ook uitvoerig stilgestaan. Het laatste hoofdstuk behandelt weersverwachtingen; een goede interpretatie daarvan verhoogt namelijk de waarde en de bruikbaarheid. Op deze manier is een compleet boek ontstaan waarin alle vragen op het gebied van het weer op een heldere en illustratieve wijze worden beantwoord.

Aan deze uitgave hebben veel mensen binnen en buiten het KNMI meegewerkt. Eric Chavanu, Harry Geurts, Frank Lantsheer, Michael Saraber, Arie Steenhuisen en Baltus Zwart leverden teksten aan en deden samen met Annemarie Braam, Boudewijn Hulsman en Yvonne Korthals talrijke verbeteringsuggesties. Foto's werden onder anderen aangeleverd door Eric Chavanu, Sjaak van den Ham, Peter Paul Hattinga Verschure, Rini Hoevenaren, Karel Holvoet, Joost Postma en Peter de Vries. Ik wil hen allen hartelijk bedanken.

KEES FLOOR, MEI 2004

1. Weer en samenleving

1.1 Het KNMI

De weerdienst van het KNMI is er ook voor úw veiligheid. De meteorologen houden het weer voortdurend in de gaten. Wanneer zwaar weer op komst is, wordt dat tijdig onderkend. Eventuele gevaren voor diverse groepen in de samenleving worden ingeschat en zo nodig waarschuwen we zelfs héél Nederland.

De meest extreme vorm van waarschuwing is het weeralarm, dat in Nederland wordt uitgegeven door het KNMI. Op de KNMI internetsite www.knmi.nl gaat het zwaailicht aan, NOS-teletekstpagina 710 meldt wat er aan de hand is, er gaan talrijke sms'jes de deur uit en alle weerberichten op radio en tv, ongeacht van welke bron die afkomstig zijn, maken melding van het weeralarm.

Een weeralarm is een ernstige waarschuwing voor zwaar weer waarin ook aangegeven wordt wat de gevolgen van dat extreme weer kunnen zijn. Zo'n alarm kan het hele jaar door worden uitgegeven voor zware stormen, zeer zware windstoten en zwaar onweer. In de winter is het aantal mogelijke gevaren nog groter: ijzel, zware sneeuwval en sneeuwstormen kunnen het verkeer totaal ontregelen en delen van het land onbereikbaar maken. Mist ontbreekt in het rijtje van gevaarlijke of overlast veroorzakende weersverschijnselen; hoewel mist zeer verraderlijk kan zijn, komt het verschijnsel te vaak voor en veelal op een te beperkte schaal om er steeds alle alarmbellen voor te doen rinkelen.

In dit hoofdstuk komen eerst de weersomstandigheden aan bod die aanleiding kunnen geven tot levensbedreigende situaties waarvoor het KNMI door middel van een weeralarm waarschuwt. Daarna gaan we in op verdere gevaren en ongemakken die door het weer kunnen worden veroorzaakt. Vervolgens komen de waarschuwingen voor de luchtvaart aan bod en gaan we in op de meteorologische begeleiding bij calamiteitenmanagement. In volgende hoofdstukken komen de drijvende krachten achter extreme, maar ook gewone weersituaties aan bod en wordt dieper ingegaan op de verschillende weer-elementen.

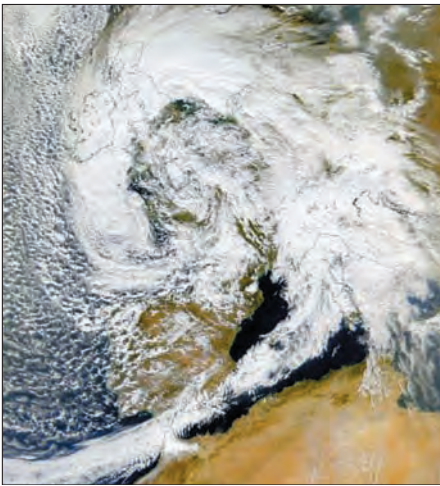
1.2 Gevaarlijk weer en weeralarm

1.2.1 Zware storm

Bij een zware storm, of windkracht 10, bereikt de wind gemiddeld over 10 minuten een snelheid van minstens 90 km/u. Haalt de wind de 103 km/u dan wordt gesproken van zeer zware storm, windkracht 11. Tijdens windstoten liggen de snelheden bij een storm gewoonlijk nog enkele tientallen km/u hoger. Bij zware stormen waaien bomen omver en vliegen dakpannen in het rond. Tenten waarin evenementen worden gehouden, waaien stuk of worden weggeblazen.

Storm kan in Nederland het hele jaar door voorkomen, maar de kans op een zware en langdurige storm is het grootst in het zogeheten stormseizoen: de periode oktober tot en met maart. De zwaarste stormen, in ons land, meestal uit richtingen tussen zuidwest en noordwest, worden veroorzaakt door depressies die over de Noordzee koersen.

Voor zware stormen wordt gewaarschuwd door het uitgeven van een weeralarm. De beroepsvaart en de recreatieve scheepvaart worden al gewaarschuwd vanaf windkracht 6 of 7.



Stormdepressie boven Europa, 30 oktober 2000. Op de nadering van de depressie gaf het KNMI een weeralarm uit voor zware storm en zeer zware windstoten. (SeaWiFS-beeld).

1.2.2 Stormvloeden

Zware stormen kunnen leiden tot een sterke opstuwing van het zeewater en daardoor tot een aanzienlijke verhoging van de zeespiegel langs de kust; we spreken dan van een stormvloed. De trechtervorm van de zuidelijke Noordzee werkt vooral bij noordwesterstorm extra opstuwing in de hand, die groter is naarmate de storm langer aanhoudt. De opstuwing bedreigt duinen en dijken het meest als ze samenvalt met het springtij; de waterstand is dan tijdens hoogwater toch al extra hoog en het windeffect leidt tot nog eens verdere verhoging.

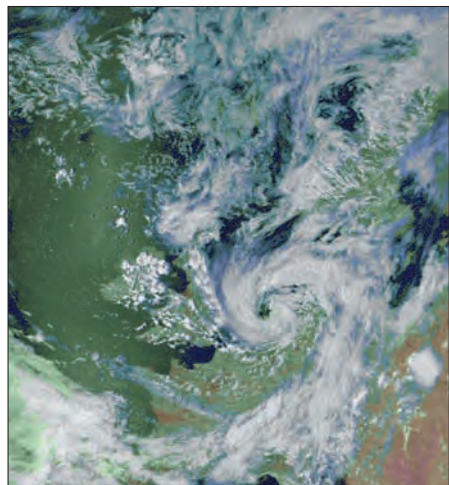
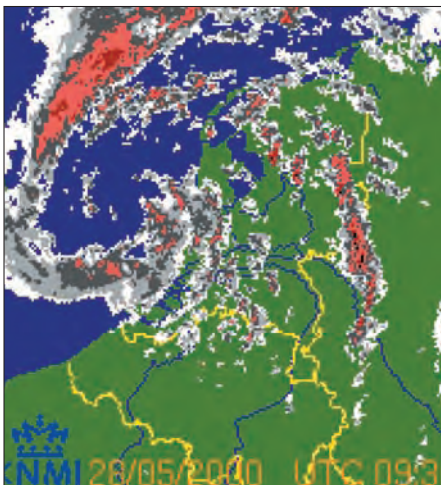
Gemiddeld eens in de twee jaar hebben we een lage stormvloed, die de dijken gemakkelijk aankunnen. Gevaarlijker, maar ook zeldzamer zijn

middelbare (eens in de tien tot honderd jaar) en hoge stormvloed (eens in de honderd tot duizend jaar). De laatste hoge stormvloed was die van 1 februari 1953. Een stormvloed op zich is geen reden voor een weeralarm; wel zal er dan meestal een weeralarm van kracht zijn in verband met zware storm of zware windstoten.

1.2.3 Windstoten

Tijdens onstuimig weer moet het verkeer rekening houden met gevaarlijke windstoten. Vooral windvlagen van opzij kunnen een auto of vrachtauto in de berm doen belanden. Slagregens of andere neerslag die vaak samengaan met zware windstoten, kunnen de toestand op de weg nog gevaarlijker maken. Met name aanhangers en caravans zijn al gauw een speelbal van de wind. Soms worden wegen, dijken en bruggen afgesloten voor auto's met aanhangers en caravans.

Zware windstoten zijn windvlagen van meer dan 75 km/u en bij zeer zware windstoten zijn windsnelheden mogelijk van meer dan 100 km/u. Windstoten kunnen het hele jaar voorkomen, 's winters zeker bij storm en 's zomers vooral tijdens onweersbuien. Windstoten tijdens buien zijn het verraderlijkst, doordat de wind dan ineens enorm toeneemt tot ver boven het gemiddelde. Voor zeer zware windstoten wordt gewaarschuwd via het weeralarm; zware windstoten worden vermeld in de verkeersinformatie op de radio en in de waarschuwingen voor de watersport.



Radarbeeld (links) en NOAA 14 satellietbeeld (rechts) van een stormdepressie boven Nederland, 28 mei 2000. Het KNMI gaf een weeralarm uit voor zware windstoten.

1.2.4 Zwaar onweer

Bij (opkomend) zwaar onweer met soms ieder seconde een bliksemflits, kan het heftig tekeergaan en treden veelal plotselinge sterke windvlagen, slagregens en hagel op. Ook in de zomer blijft de hagel soms de hele dag liggen. Zware onweersbuien ontstaan in een vochtig overgangsgedebied van zeer warm (tropisch) naar veel kouder weer. Tijdens zo'n bui kan de temperatuur in minder dan een halfuur 10 tot 15° C dalen. De buien worden het hevigst als er op grote hoogte in de atmosfeer een zeer sterke wind staat.

De buienwolken kunnen uitgroeien tot ongeveer 15 kilometer hoogte. Ze bevatten een enorme hoeveelheid onderkoeld water en op grote hoogte ijskristallen, waardoor ze veel neerslag kunnen opleveren. Sommige buien leveren meer dan tien millimeter op in een halfuur. In zo'n wolkencomplex met sterk stijgende en dalende luchtstromingen hebben de druppels een lange weg te gaan voor ze het aardoppervlak bereiken. Daardoor kunnen ze alsmaar groter worden en dat verklaart de flinke druppels of hagelstenen die uit een zware bui vallen. Zware onweersbuien kunnen hagelstenen zo groot als tennisballen produceren, die aanzienlijke schade veroorzaken aan kassen, auto's en gebouwen en aan de oogst.

Buien groeperen zich vaak in een lijnvormig patroon en worden voorafgegaan door windstoten. De wind kan al opsteken als de eigenlijke bui nog tientallen kilometers verwijderd is, wat zeer verraderlijk is.

Bijzonder zware buien worden soms voorafgegaan door een rolwolk, een indrukwekkende, scherp begrensde, vaak inktzwarte wolkenbank. Ook overdag kan het dan aardedonker worden. Een rolwolk gaat vergezeld van zeer zware, plotselinge windstoten van soms 100 tot 150 km/u. Het is een voorkeursplaats voor windhozen, maar vaak blijft het bij een begin van hoosvorming in de lucht.

Reikt de slurf van de hoos wel tot de grond, dan is er sprake van een echte windhoos en is schade onvermijdelijk. Boven het water van het IJsselmeer en de Waddenzee komen dan soms waterhozen voor.

Voor zwaar onweer wordt gewaarschuwd door het uitgeven van een weeralarm. Minder extreem onweer wordt gewoonlijk genoemd in de 'gewone' uitstaande weerberichten. In Nederland komen worden jaarlijks ongeveer 4 mensen dodelijk door de bliksem getroffen.

1.2.5 Sneeuwstorm

Sneeuw levert problemen op als het in grote hoeveelheden naar beneden komt, maar vooral ook als het tegelijkertijd hard waait. Bij temperaturen onder het vriespunt stuift de sneeuw; die fijne stuifsnieuw kan het zicht tot

een paar honderd meter beperken en grote overlast bezorgen. De van de grond opwaaiende sneeuw wordt driftsneeuw genoemd.

Een sneeuwstorm, in veel landen blizzard genoemd, kan het openbare leven ontwrichten en soms hele dorpen isoleren. Als sprake is van een sneeuwstorm wordt het verkeer verlamd doordat wegen, rails en startbanen geblokkeerd raken door sneeuwduinen. In een langdurige sneeuwstorm kan de sneeuw bij aanhoudende vorst tot meters hoge sneeuwduinen opstuiven en kunnen auto's stranden en insneeuwen.

In ons land duurt het soms jaren voor een volgende sneeuwstorm opsteekt, maar in sommige winters komen er twee of drie in korte tijd voor. De laatste sneeuwstorm trad op op 8 februari 1985; een zeer hevige trof de noordelijke helft van het land medio februari 1979.



Sneeuw kan veel overlast veroorzaken voor het verkeer, vooral in combinatie met veel wind.

Als zware sneeuwval wordt verwacht, zeker in combinatie met windkracht 6 of meer, wordt een weeralarm uitgegeven. Voor minder extreme sneeuwsituaties moet men het doen met de 'gewone' uitstaande weerberichten.

1.2.6 IJzel

IJzel is eigenlijk niets anders dan regen die bevroren is op de nog bevroren grond of op voorwerpen bij het aardoppervlak. Het ijslaagje kan zich op verschillende manieren vormen, meestal aan het eind van een vorstperiode, wanneer de grond bevroren is. Dat is goed mogelijk omdat de grond vaak langer koud blijft dan de lucht die erover stroomt. Een dooiaanval begint gewoonlijk op enige honderden meters hoogte, waar de minder koude lucht het eerst binnenstroomt. De koudere vrieslucht heeft door zijn lagere temperatuur een groter gewicht dan de zachtere lucht; daardoor blijft de warme lucht 'bovendrijven' en weet de vorst zich aan het aardoppervlak het langst te handhaven.

De neerslag valt dan in de vorm van regen uit de zachte lucht, maar de druppels koelen onderweg in de koude lucht weer af. Zodra de regen de koude grond of voorwerpen daarop bereikt, bevroren de druppels. Het ijs dat zo ontstaat, wordt ijzel genoemd. Bevriest de regen al eerder, dan spreekt men

van ijsregen. Het resultaat is overigens hetzelfde: ook ijsregen kan aan de grond vastvriezen en een ijslaagje vormen. Ijsregen kan ook als ‘ronde knik-kertjes’ op de bodem vallen en weggrollen. In de weerberichten worden al deze neerslagvormen ijzel genoemd.

Ijzel is voor al het verkeer zeer gevaarlijk. Een klein beetje ijzel kan al gladheid veroorzaken van wegen en treinrails. Het ijs zet zich ook af op voorwerpen. Takken van bomen die niet bestand zijn tegen het gewicht van het ijs breken af; draden van bovengrondse elektriciteitsleidingen knappen of de masten raken beschadigd. Vliegtuigen worden te zwaar en ze verliezen hun aërodynamische vorm, zodat eerst alle ijs verwijderd moet worden en de gladheid op de startbaan moet zijn bestreden voor ze kunnen opstijgen.

In het voorgaande zagen we dat het weer in sommige gevallen aanleiding geeft tot levensbedreigende situaties. Via het weeralarm wordt de samenleving voor verscheidene vormen van extreem of gevaarlijk weer gewaarschuwd. Een samenvatting van de omstandigheden waarin weeralarms worden uitgegeven, is te vinden in de tabel.

Weersomstandigheden waarvoor het KNMI waarschuwt met een weeralarm

Zware storm	Windkracht 10, gemiddelde windsnelheid 89 km/u of hoger
Zeer zware storm	Windkracht 11, gemiddelde windsnelheid 103 km/u of hoger
Orkaan	Windkracht 12, gemiddelde windsnelheid hoger dan 117 km/u
Zeer zware windstoten	Meer dan 100 km/u
Zware sneeuwval	Op grote schaal* meer dan 5 cm per uur en een versneeuwdek van ten minste 5,5 cm*
Sneeuwjacht	Sneeuw of driftsneeuw bij windkracht 6 of 7, windsnelheid 39 km/u of hoger
Sneeuwstorm	Sneeuw of driftsneeuw bij windkracht 8 of meer, windsnelheid 62 km/u of hoger
Ijzel of ijsregen	Gladheid op grote schaal*
Zwaar onweer	Op grote schaal* minstens 15 ontladingen per minuut binnen een straal van 15 kilometer; eventueel (zeer zware) windstoten, slagregens, wolkbreuken of hagel.

* Op grote schaal: een gebied van ten minste de grootte van een provincie

1.3 Verdere gevaren en ongemakken

In gevallen zoals hierboven besproken geeft het KNMI een weeralarm uit; veelal zijn dat levensbedreigende situaties. Bovendien kunnen weersomstandigheden aanleiding geven tot overlast. Of deze zich kunnen voordoen, is te horen in het weerbericht of te zien op teletekst. Een aantal van deze overlast weersituaties bespreken we hier.



1.3.1 Mist

Tijdens mist is het zicht door kleine in de lucht zwevende waterdruppeltjes zo sterk beperkt dat het zicht aan het aardoppervlak afneemt tot minder dan 1000 m. Bij dichte mist is het zicht minder dan 200 m, bij zeer dichte mist minder dan 50 m. In veel gevallen ontstaat de mist heel plaatselijk,

waardoor het verkeer met gevaarlijke, plotseling opdoemende mistbanken te maken krijgt. De afname van het zicht bij dichte en zeer dichte mist brengt voor de weggebruiker grote gevaren met zich mee. De remweg van een auto is dan namelijk al gauw groter dan de afstand die de automobilist kan overzien. Bij vorst kan mist aanvriezen en gladheid veroorzaken.

Bij mist moeten soms veerdiensten uit de vaart worden genomen. Vliegtuigen lopen vertraging op of moeten uitwijken naar andere vliegvelden.

1.3.2 Gladheid

Wanneer de temperatuur op waarnemingshoogte (1,5 m) tot enkele graden boven het vriespunt daalt, kan zich op de grond al ijs vormen die aanleiding geeft tot gladheid. Op een heldere avond koelt het aan het aardoppervlak als regel het sterkst af, zodat het daar dan het eerst tot vorst komt. Of het ook glad wordt hangt af van een groot aantal factoren. Niet alleen de vochtigheid en water op de weg zijn van belang, maar ook de wind en vooral de hoeveelheid warmte in de grond kunnen van grote invloed zijn. Op bruggen en opritten wordt het eerder glad omdat daar geen warmte van de ondergrond wordt aangevoerd. Na een vorstperiode, als de vorst nog in de grond zit, zal het juist op andere plaatsen van het wegdek eerder vriezen. Dit wordt ook wel opvriezing genoemd.

Een weg in een ondiep dal, waar de koude lucht naartoe stroomt, is gevoeliger voor vorst en dus eerder glad dan een hoger gelegen weg. Dat geldt ook voor



een weg op een noordhelling: die weggedeelten worden niet door de zon beschenen en zullen overdag in het algemeen langer glad blijven dan andere delen van de weg. Ook weggedeelten die in de schaduw van bomen of andere obstakels liggen kunnen langer glad blijven. Andere factoren die een rol spelen bij het optreden van gladheid zijn de verkeersintensiteit en eventuele zoutresten op de weg.

1.3.3 Zware neerslag en overstromingsregens

Zware neerslag kan zowel op lokale schaal als op grotere schaal voor grote overlast zorgen. Soms valt uit buien plaatselijk zoveel neerslag dat kelders en viaducten onderlopen en er een laag water op de weg blijft staan. Er is sprake van aquaplaning als water tussen de banden van een rijdende auto en het wegdek niet snel genoeg door de banden wordt verwijderd. De auto verliest het contact met de weg en gaat slippen; het verschijnsel doet zich voor tijdens zware buien. Vanaf rijsnelheden van ongeveer 80 km/u neemt bij waterlaagdikten van meer dan 1 mm de kans op aquaplaning al flink toe. Als er 20 mm neerslag per uur valt of meer, moet op gewone asfaltwegen rekening gehou-

den worden met aquaplaning. Doordat regenwater in de openingen van het zeer open asfaltbeton kan verdwijnen, is de kans op aquaplaning op wegen, bedekt met dit soort asfalt, aanzienlijk afgenomen.

Langduriger en grootschaliger neerslag kan leiden tot overstromingen, zoals die van 1998 op de Zuid-Hollandse en Zeeuwse eilanden; er viel toen in een etmaal meer dan 100 mm.

De hoge waterstanden van Rijn en Maas rond de jaarwisseling van 1993/1994 en in januari 1995 zijn een ander verhaal. Niet alleen de neerslag in Nederland is dan belangrijk, maar ook die in de brongebieden; voor de Maas zijn dat bijvoorbeeld de Belgische Ardennen en Noord-Frankrijk. In beide gevallen werd de hoogwatergolf voorafgegaan door een lange periode van ruim een maand gestage en soms intensieve regen in de brongebieden.



Straat staat blank na zware neerslag.

Deze raakten daardoor verzadigd met water. Onder die omstandigheden reageert de Maas sneller en heftiger op nieuwe grote neerslaghoeveelheden. Bovendien kwam er tegelijkertijd door de dooi veel smeltwater vrij van de massa's sneeuw die begin januari 1995 waren gevallen.

Te weinig neerslag kan ook problemen veroorzaken. In Nederland was er bijvoorbeeld in de zomer van 1976 een langdurige droogteperiode; water van het IJsselmeer werd toen de Friese boezem ingepompt om de agrarische bedrijven aan voldoende water te helpen. Ook in 2003 veroorzaakte de droogte problemen, bijvoorbeeld met de elektriciteitsvoorziening en door uitgedroogde veendijken (dijkdoorbraak Wilnis).

1.3.4 **Vorst**

Langdurige vorstperiodes kunnen de normale gang van zaken in de samenleving eveneens beïnvloeden. Vooral in combinatie met een harde wind kan de kou indringend en extreem worden, waardoor verwarmingen bevroren, wissels vastvriezen en buiten vertoeven onaangenaam of zelfs vrijwel onmogelijk is. Bij ijsgang in rivieren en op het IJsselmeer komt het scheepvaartverkeer stil te liggen en worden ponten uit de vaart gehaald. Vorst in het voorjaar vormt een bedreiging voor fruitbomen, gewassen en tuinplanten.



1.4 Gevaren voor de luchtvaart

Wat het weeralarm is voor de mensen op de grond is de SIGMET voor de piloten in de lucht. De SIGMET is een waarschuwing voor de luchtvaart die wordt uitgegeven door het KNMI volgens regels voor de luchtvaartveiligheid die overal in de wereld worden gevolgd. Ze worden uitgegeven bij zwaar onweer, ijsaanzetting, turbulentie en andere bedreigingen voor het vliegverkeer. Tijdens start en landing kunnen plotse

Ijsaanzetting op vliegtuigvleugel.



veranderingen van de wind langs het gevolgde pad gevaar opleveren; waarschuwingen hiervoor verschijnen uitsluitend op de lokale informatiesystemen van de luchthavens. Veel luchtvaartwaarschuwingen zijn mede gebaseerd op de meldingen van piloten, die zo een bijdrage leveren aan de veiligheid van collega's en passagiers.

1.4.1 Ijsaanzetting

Voor een veilige reis door de lucht is het van het grootste belang de mate van ijsvorming op vliegtuigen te kennen. Deze hangt af van de gemiddelde druppelgrootte, de vloeibaarwaterinhoud van wolken en het verloop van de temperatuur over een bepaalde afstand. Vooral kleinere vliegtuigen ondervinden overlast; de grotere zijn gecertificeerd om onder omstandigheden te vliegen waarbij ijsafzetting optreedt. De meeste grote vliegtuigen beschikken tegenwoordig namelijk over systemen om ijs te verwijderen, wat de mogelijkheden verruimt om onder omstandigheden te vliegen waarbij ijsaanzetting optreedt. De mate van ijsaanzetting is niet voor elk type vliegtuig hetzelfde en verschilt van niveau tot niveau. Als op een bepaalde hoogte de ijsgroei op de vleugels te groot wordt, is het mogelijk uit te wijken naar een ander niveau om het ijs weer kwijt te raken.

1.4.2 Turbulentie

Onder turbulentie verstaat men in de luchtvaart de ongewenste, al dan niet hevige bewegingsveranderingen die een vliegtuig soms ondergaat. Bij voortdurend lichte turbulentie heeft men het gevoel of het toestel over een met ruwe keien geplaveide weg rijdt. Naarmate de turbulentie toeneemt, wordt de besturing moeilijker en zijn instrumenten lastiger af te lezen. Het verstrekken van voedsel en drank aan passagiers moet bij matige turbulentie worden gestaakt. Losse voorwerpen en trollies moeten worden opgeborgen en gezekerd. De bemanning en passagiers moeten in de riemen. Matige turbulentie is onaangenaam maar niet gevaarlijk.

Zware turbulentie is echter wel gevaarlijk. Alles wat los is, vliegt door de cockpit of de cabine. Alles kreunt en kraakt. Besturing wordt moeilijk tot onmogelijk en er kan structurele schade aan het toestel worden veroorzaakt.

Turbulentie doet zich voor in gebieden met een harde, veranderlijke wind of waar temperatuur sterk verandert over korte afstanden. Veruit het gevaarlijkst is de turbulentie in en rond een onweerscomplex of buienlijn. Deze kan zo zwaar zijn, dat startende en landende machines in acuut gevaar komen. De turbulentie vlak onder een bui of in de basis ervan kan zeer zwaar zijn, evenals de turbulentie bij windstoten. Potentieel gevaarlijke turbulentie is aanwezig in en nabij alle onweersbuien. Een zware bui kan een machine vernielen. De krachtigste turbulentie treedt op in de wolk in het gebied, waar opgaande en neerwaartse stromingen bij elkaar komen en waar de mogelijkheid bestaat van de ontwikkeling van windhozen, waarin de windsnelheid in een uiterst klein gebied kan oplopen tot 350 km/u. Buiten de wolk kan turbulentie optreden tot honderden meters boven de onweerswolk en tot 30 km opzij ervan.

Turbulentie treedt ook op buiten bewolking; men spreekt dan van clear air turbulence (CAT).

1.4.3 Windschering

Windschering is een snelle verandering van de windrichting en/of -snelheid langs het pad van een vliegtuig. Bij de start en de landing kan windschering buitengewoon gevaarlijke situaties opleveren. Zo zal een vliegtuig draagkracht verliezen als de tegenwind die tijdens de start wordt ondervonden, afneemt. Daardoor wint het moeilijk hoogte; als er obstakels in de startrichting liggen, kan dit gevaarlijk zijn. Tijdens de landing komt een vliegtuig bij afnemende tegenwind gemakkelijk te laag terecht. De piloot geeft 'gas' bij om hoogte te winnen, maar als hij te sterk corrigeert komt hij te hoog boven de baan aan en is een 'doorstart' nodig.

1.5 Rampenmanagement

In het voorgaande zagen we een groot aantal gevaren en ongemakken die werden veroorzaakt door het weer. Daarnaast zijn er ook rampen met andere oorzaken, waarbij het weer een rol speelt. Het gaat met name om rampen en calamiteiten waarbij giftige of radioactieve stoffen vrijkomen. Met behulp van weersverwachtingen kan worden voorspeld hoe snel en in welke richting deze stoffen zich zullen verspreiden, waar mensen of vee gevaar lopen en waar de giftige en radioactieve stoffen op gewassen terecht kunnen komen. Met deze informatie kunnen de maatregelen genomen worden om de bevolking zo goed mogelijk tegen de gevolgen van de ramp te beschermen.

1.6 Samenvatting en conclusies

Het weer kan in sommige gevallen aanleiding geven tot levensbedreigende situaties. Via het weeralarm wordt de samenleving daarvoor gewaarschuwd; daarnaast hebben luchtvaart en scheepvaart hun eigen waarschuwingskanalen. Om te weten wanneer waarschuwingen moeten worden uitgegeven, is kennis nodig van de atmosfeer, de omstandigheden die zich daarin voordoen en de drijvende krachten die van belang zijn. Deze zaken komen in volgende hoofdstukken van dit boek aan de orde.

2. Algemene circulatie

2.1 Inleiding

De atmosfeer is voortdurend in beweging. Op het eerste gezicht lijkt dat bewegingspatroon een totale chaos, maar toch blijkt het te voldoen aan bepaalde regels. Beweging in de atmosfeer is namelijk nauw verbonden met temperatuurverschillen en daarover is heel wat bekend.

Om te beginnen is de temperatuur op aarde sterk afhankelijk van de warmte die de zon levert. De zon geldt als belangrijkste warmtebron voor de aarde en haar atmosfeer, maar verwarmt de aarde niet gelijkmatig. Bij de polen is het het hele jaar door beduidend kouder dan bij de evenaar. Op veel plaatsen op aarde verandert de gemiddelde temperatuur bovendien van maand tot maand, wat leidt tot de verschillende seizoenen. De genoemde temperatuurverschillen en temperatuurveranderingen zijn een gevolg van verschillen in hoeveelheid invallende zonnestraling die kan worden benut.

Een tweede oorzaak van temperatuurverschillen op aarde is de verdeling van land en water. Water heeft een grotere warmtecapaciteit dan land zodat het minder snel opwarmt (bij een gelijke hoeveelheid binnenkomende zonne-energie) en minder snel afkoelt.

Naast de zon speelt ook de aarde zelf een belangrijke rol in de totale warmtehuishouding van aarde en atmosfeer; ze verliest door uitstraling warmte, wat vooral aan het eind van een heldere nacht goed te merken is.

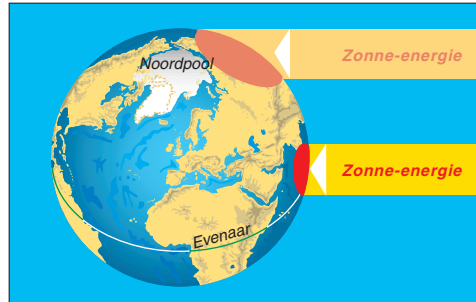
De temperatuurverschillen tussen verschillende gebieden op aarde brengen een transport van lucht op gang dat die temperatuurverschillen ook weer vereffent. We noemen het geheel van luchtstromingen waaruit dit transportsysteem is opgebouwd, de 'algemene circulatie'.



De atmosfeer is voortdurend in beweging, zoals onder andere satellietbeelden dagelijks tonen.

2.2 Warme evenaar, koude polen

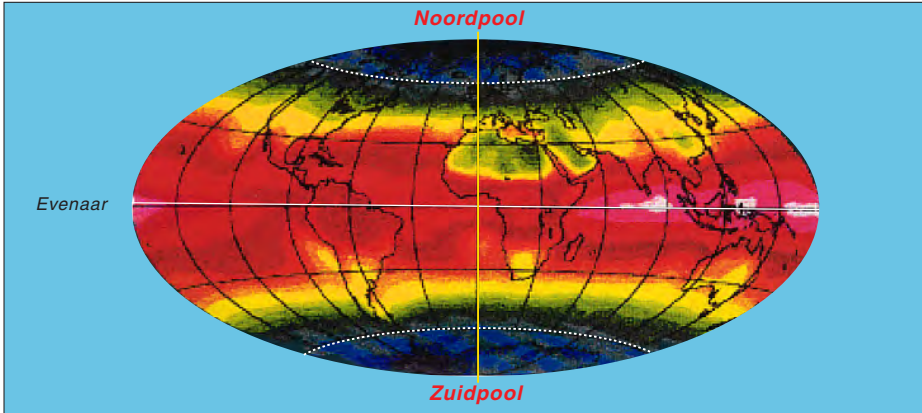
De bolvorm van de aarde bepaalt mede de hoeveelheid zonnestraling die op een deel van het aardoppervlak valt. Waar het aardoppervlak loodrecht staat op de invallende zonnestraling – dat is in de buurt van de evenaar – komt per vierkante meter veel meer zonne-energie binnen dan op plaatsen waar het zonlicht langs het aardoppervlak scheert, zoals in de poolstreken. We kunnen dat begrijpen door uit te gaan van de situatie waarbij de zon loodrecht boven de evenaar staat. Het zonlicht valt dan loodrecht in. Een bundel zonnestraling met een doorsnede van 1 m^2 komt ten goede aan 1 m^2 aardoppervlak; de instraling is in dat geval op de evenaar maximaal. Op een andere geografische breedte verwarmt een bundel zonnestralen met dezelfde doorsnede een deel van het aardoppervlak dat veel groter is; per vierkante meter komt er daardoor minder zonnewarmte binnen. Naarmate de breedte toeneemt, wordt het te verwarmen aardoppervlak groter. Aan de polen komt zelfs helemaal geen zonnewarmte binnen.



Waar het aardoppervlak loodrecht staat op de invallende zonnestraling – dat is in de buurt van de evenaar – komt per vierkante meter veel meer zonne-energie binnen dan op plaatsen waar het zonlicht langs het aardoppervlak scheert, zoals in de poolstreken.

Afgezien van de warmtewinst door instraling van de zon speelt het warmteverlies door de uitstraling van het aardoppervlak en de atmosfeer een rol bij het uiteindelijk temperatuurverschil dat zich instelt tussen pool en evenaar. Als de zon niet schijnt – 's nachts dus, maar aan de polen ook 'overdag – treedt er door die zogeheten nachtelijke uitstraling afkoeling op. De verschillen tussen evenaar en pool in de aardse straling, zoals de uitstraling vaak genoemd wordt, zijn minder groot dan de verschillen in invallende zonnestraling. Dat komt doordat de aardse straling evenredig is met de vierde macht van de absolute temperatuur, waarvan de waarde in K (Kelvin; de temperatuur in Kelvin = temperatuur in graden C +273) bij een temperatuurverschil van 30°C slechts ongeveer 10% varieert. In de gebieden die zich ruwweg ten noorden van 60°NB en ten zuiden van 60°ZB bevinden, is de dagelijkse uitstraling groter dan de instraling, zodat in de poolstreken de aarde en de lucht erboven

voortdurend verder afkoelen. In het gebied van de tropen is er een stralingsoverschot en dus opwarming.



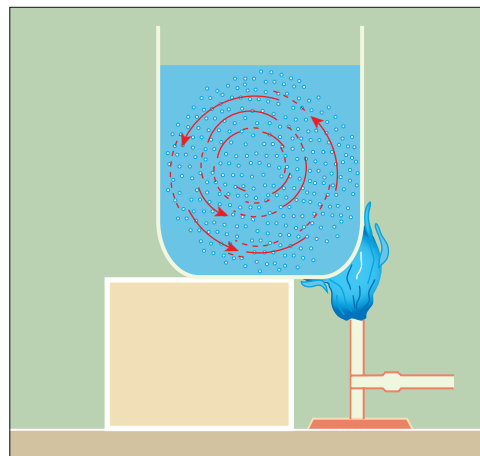
Verskil tussen binnenkomende zonnestraling en uitgezonden warmtestraling. Oranje, rood en vooral paars duiden op het binnenkomen van meer warmte dan er weggaat; bij groen en blauw komt er minder warmte binnen dan er wordt uitgezonden.

2.3 Een evenwichtssysteem

Om te begrijpen wat de gevolgen zijn van het temperatuurverschil tussen pool en evenaar, bekijken we het proefje van de figuur hieronder.

Een gasvlam verwarmt het rechterdeel van een bak met water, waardoor de temperatuur rechts onderin hoger is dan elders in de bak. Het warme water stijgt op; kouder en daardoor 'zwaarder' water, schuift onder het warmere water en er ontstaat een stroming.

In de praktijk blijkt lucht in de atmosfeer vergelijkbaar gedrag te vertonen; dat komt doordat bij lucht de dichtheid op een zelfde manier van de temperatuur afhangt als bij water. Denk bijvoor-



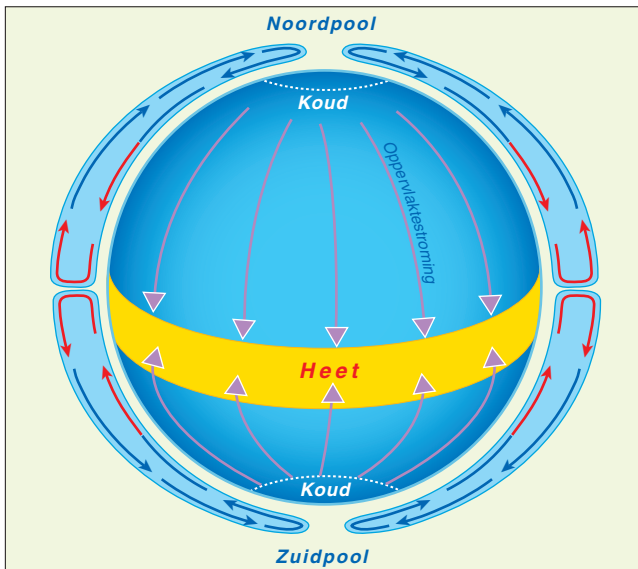
Stroming in vloeistof door verwarming.

beeld maar aan de opstijgende warme lucht boven een warme kachel of radiator.

Wanneer we dit doortrekken naar de atmosfeer, dan verwachten we de volgende situatie:

- aan de evenaar opstijgende lucht,
- aan de pool dalende lucht,
- aan het aardoppervlak een luchtstroming rechtstreeks van pool naar evenaar en
- in de bovenlucht een luchtbeweging van evenaar naar pool (zie fig. onder).

In dat geval zouden er op het noordelijk halfrond uitsluitend noordenwinden waaien. Uit onze dagelijkse ervaring weten we dat dit niet het geval is. Door rekening te houden met de draaiing van de aarde kunnen we de werkelijkheid wat beter benaderen.



Een eencellige circulatie zoals hier afgebeeld, wordt op aarde niet waargenomen.

2.4 De draaiing van de aarde

Zoals bekend draait de aarde in 24 uur eenmaal om haar eigen as. Bij het beschrijven van de luchtstromingen in de vorige paragraaf hebben we daarmee geen rekening gehouden. Terwijl de 'noordenwind' uit de vorige paragraaf van de Noorse westkust onderweg is naar De Bilt, verplaatst De Bilt zich met de van west naar oost draaiende aarde mee naar een plek die eerst nog in Oost-Polen of Wit-Rusland lag. De wind in die gebieden is volgens de redene-

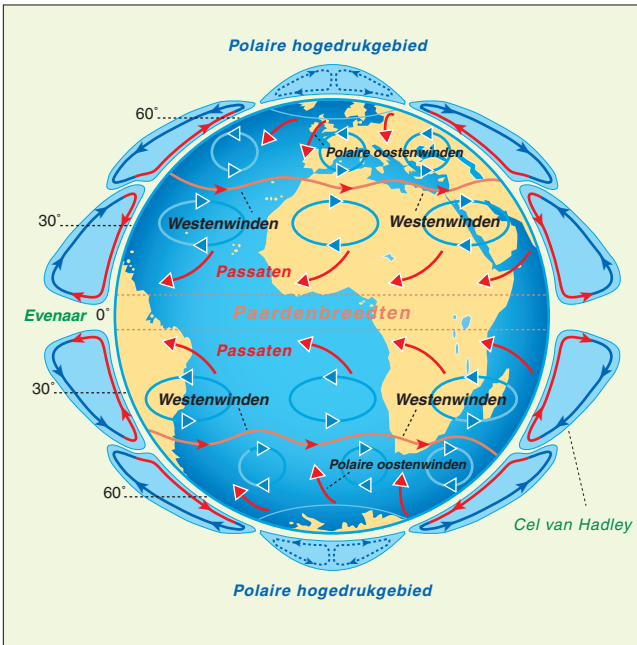
ring uit de vorige paragraaf afkomstig uit Finland, dat ten noordoosten van Nederland ligt. Op het noordelijk halfrond van een draaiende aarde is de wind dus niet noord, maar noordoost; de luchtstroming heeft als het ware een afbuiging ondergaan naar rechts. Het is alsof er een kracht naar rechts aan het werk is; deze zogeheten ‘schijnkracht’ staat bekend als Corioliskracht of afbuigende kracht van de aardrotatie. Een dergelijke eencellige circulatie wordt Hadley-circulatie genoemd. Hadley was de eerste die een ‘model’ maakte van de luchtstromingen in de atmosfeer, rekening houdend met temperatuurverschillen tussen evenaar en pool en de draaiing van de aarde.



Op het noordelijk halfrond van een draaiende aarde is de wind niet noord, maar noordoost.

In de praktijk gaat het Hadley-circulatiemodel niet op voor het noordelijk halfrond als geheel. Nederland en andere locaties op gematigde breedten bevinden zich namelijk in een ‘gordel van westenwinden’ (zie de figuur op pagina 29). In de overige gebieden op aarde is de overeenkomst tussen model en werkelijkheid aanzienlijk beter. Met name voor wat betreft de passaatwinden (tussen de subtropen en de evenaar) voldoet het model goed: we hebben dan een temperatuurverschil tussen de tropen en subtropen dat onder invloed van de draaiing van de aarde aanleiding geeft tot een noordoostelijke luchtbeweging: de noordoostpassaat.

De circulatiecel tussen subtropen en evenaar, waarvan de passaatwinden deel uitmaken, wordt nog steeds aangeduid als Hadley-cel. Ook in de buurt van de pool gaat het model op, zodat er twee cellen zijn die vanuit de voorgaande theorie begrepen kunnen worden. De tussenliggende, in de waarnemingen minder duidelijk terug te vinden, cel met overheersend westenwin-



Op de gematigde breedten bevindt zich een zone met westenwinden. Bij de evenaar vind je de noordoostpassaat (noordelijk halfrond) en de zuidoostpassaat. Aan de poolzijde van de gordels met westenwinden is de wind eveneens oostelijk.

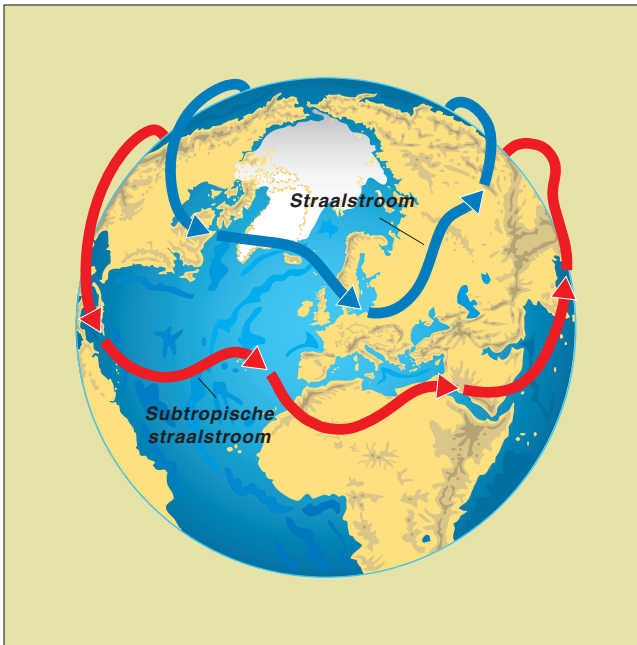
De algemene circulatie kent per halfrond 3 cellen.

den gedraagt zich echter anders; hij wordt Ferrel-cel genoemd. William Ferrel beschreef in 1856 als eerste een circulatiemodel voor een draaiende aarde met aan weerszijden van de evenaar drie afzonderlijke cellen, zoals afgebeeld in bijgaande figuren. In de figuren is ook te zien dat aan de evenaar de noordoostpassaat van het noordelijk halfrond en de zuidoostpassaat van het zuidelijk halfrond samenkomen; men spreekt van de intertopische convergentiezone (ITCZ). De samenstromende lucht wordt gedwongen op te stijgen, wat gewoonlijk aanleiding geeft tot talrijke onweersbuien.

2.5 Beperkingen van het model

Er zijn verscheidene oorzaken te bedenken waarom de werkelijkheid toch ingewikkelder is dan het model uit de voorgaande paragrafen suggereert.

1. De aarde heeft geen homogeen oppervlak, maar kent landoppervlakken en wateroppervlakken, die zich heel anders gedragen. Landoppervlakken kunnen bijvoorbeeld bestaan uit bij zonnig weer snel in temperatuur veranderende zand- en rotsbodems of worden gekenmerkt door luchtstromingen afremmende bossen en gebergten. Wateroppervlakken warmen slechts langzaam op en koelen traag af; ze veroorzaken minder wrijving dan het land.

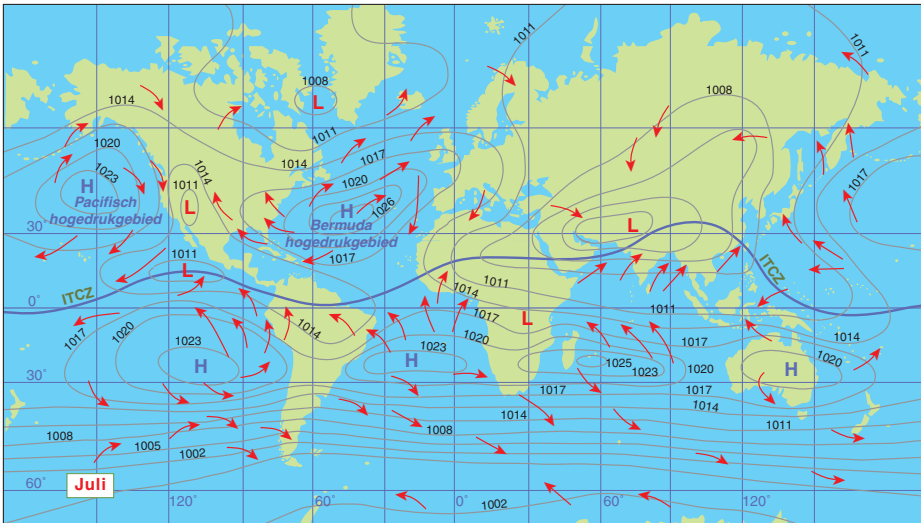
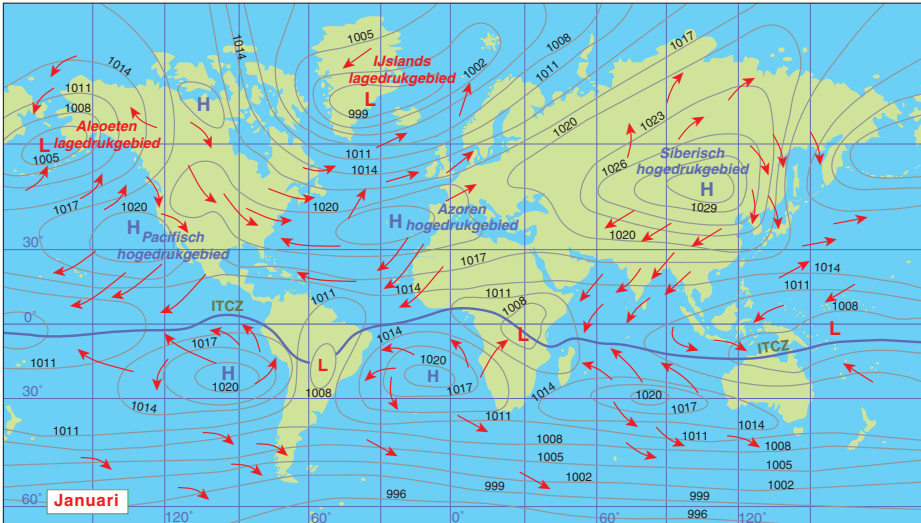


De straalstromen.

2. De aarde staat scheef, het equatorvlak van de aarde maakt een hoek van $23,5^\circ$ met het vlak van draaiing rond de zon, het eclipticavlak. Hierdoor ontstaan de seizoenen, waarbij beurtelings het noordelijk en zuidelijk halfrond meer wordt verwarmd, hetgeen van zeer grote invloed is op de algemene circulatie.
 3. De verticale afmetingen van het gedeelte van de atmosfeer waarin de circulatie plaatsvindt (zeg ongeveer 12 km vanaf het aardoppervlak) zijn te klein ten opzichte van de horizontale afmetingen (ongeveer 10 000 km tussen evenaar en pool) om een 'mooie', eencellige circulatie toe te laten.
 4. De uniforme oostenwinden zouden de draaiing van de aarde steeds verder afremmen; een effect dat in de praktijk niet wordt waargenomen
- We concluderen dat de circulatie, zoals die door ons gemeten kan worden een driecellige circulatie is en dat een groot aantal factoren een rol blijkt te spelen.

2.6 De algemene circulatie

In het voorgaande zagen we dat temperatuurverschillen tussen evenaar en pool de lucht in de dampkring op een zodanige manier in beweging brengen dat de temperatuurtegenstellingen afvlakken. Dit systeem van luchtstromingen wordt de algemene circulatie genoemd. Ze omvat de grootschalige lucht-



De algemene circulatie zoals deze in werkelijkheid wordt waargenomen in januari (boven) en juli (onder). Het patroon is grilliger dan in de schema's, maar gelijkmatiger dan in de dagelijkse weerkaarten.

bewegingen, de passaten, de sterke westelijke winden op enige hoogte op gematigde breedten, ook wel bekend als straalstroom, depressies die in de straalstromen worden meegevoerd en allerlei andere weersystemen. De motor achter de algemene circulatie is de zon, die de door ongelijke opwarming van het aardoppervlak alles in gang zet. Zonder algemene circulatie zouden de tegenstellingen tussen polen en evenaar zich verscherpen; het deel van het aardoppervlak dat geschikt is voor menselijke bewoning zou zonder de algemene circulatie veel kleiner zijn.

De diagrammen waarin de algemene circulatie werd weergegeven, zijn uiteraard schematisch. Onderstaande figuren geven maandgemiddelden van de luchtdrukverdeling en het circulatiepatroon voor januari en juni. Het beeld is grilliger dan de eerder getoonde schema's, maar toch al weer gelijkmatiger dan op een dagelijkse weerkaart, zoals we later zullen zien. Voor de dagelijkse weersverwachting werkt men onder andere met een indeling circulatietypen die gebaseerd is op de luchtstroming boven een kleiner gebied, namelijk het Europese vasteland en het aansluitend gedeelte van de Atlantische Oceaan; deze komt aan bod in hoofdstuk 11.

3. De atmosfeer

De atmosfeer is het gasvormige omhulsel van de aarde en is door de zwaartekracht aan de aarde gebonden. Zonder atmosfeer zou er op aarde geen leven mogelijk zijn. Zo weten we dat de atmosfeer:

- het zonlicht tempert tegen schadelijke ultraviolette straling
- de energiebalans van de aarde in stand houdt, zodat de aarde niet te warm of te koud wordt.

Het weer zoals wij dat ervaren speelt zich geheel af in de onderste lagen van die atmosfeer; maar hoe is ze opgebouwd en waaruit bestaat dit gasvormige omhulsel van de aarde?

3.1 Verticale indeling

De atmosfeer kan op basis van temperatuurverandering met de hoogte onderverdeeld worden in verschillende lagen met namen als troposfeer, stratosfeer etc. De overgangszones tussen de verschillende lagen heten tropopause, stratopause enzovoort.

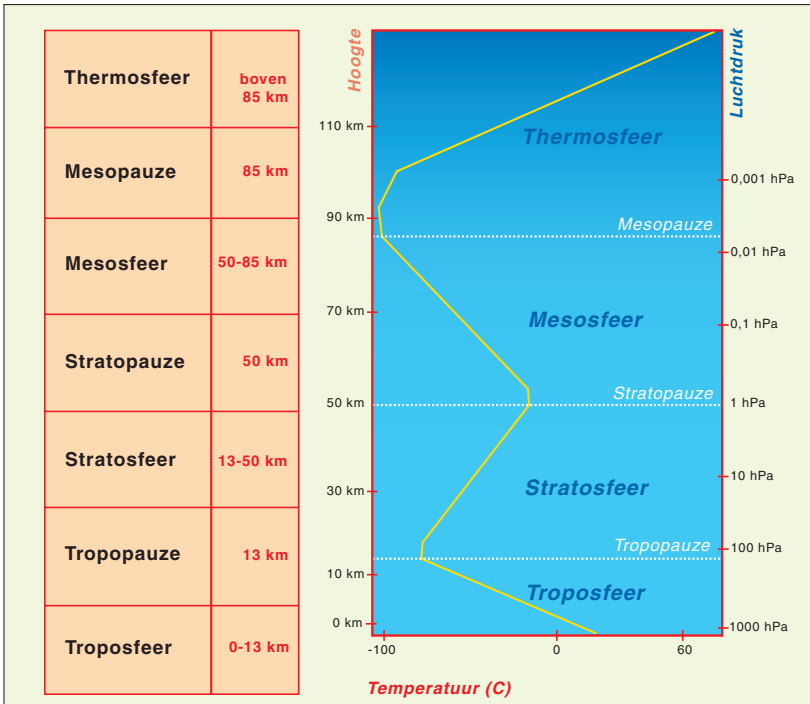
Hoewel de overgangen niet altijd even scherp zijn, kan in het algemeen het volgende worden aangehouden (zie figuur en tabel op pagina 34). Voor het weer zijn de troposfeer – en in mindere mate de stratosfeer – het belangrijkste; daarom gaan we in de volgende paragrafen op die twee lagen wat verder in.

3.1.1 Troposfeer

Dit is de laag tussen het aardoppervlak en gemiddeld 13 km hoogte. Boven de polen is de troposfeer als gevolg van de lagere temperaturen ongeveer 8 km dik, terwijl hij boven de tropen, waar de lucht veel warmer is, tot zo'n 16 km reikt. De troposfeer is met name voor ons van belang omdat zich hierin het weer afspeelt.

In de troposfeer neemt de temperatuur naar boven toe af met ongeveer $0,65^{\circ}\text{C}$ per 100 m. Verder bevindt bijna al het in de atmosfeer aanwezige water zich in de troposfeer. Het water komt voor in vaste toestand (sneeuw en ijs), in vloeibare (wolkendruppels, regen, mist) én in gasvormige (waterdamp).

Het onderste gedeelte van de troposfeer heet de atmosferische grenslaag. 's Nachts is deze enkele tientallen of hooguit enkele honderden meters dik; overdag bedraagt de grenslaaghoogte enkele km. De hoogte van de grenslaag hangt nauw samen met stabiliteit en windsnelheid.



Verticale indeling van de atmosfeer, gebaseerd op het verloop van de temperatuur met de hoogte.

De tropopauze ligt aan de bovenzijde van de troposfeer op het niveau waar de temperatuur niet langer afneemt met de hoogte. De temperatuur bedraagt er ongeveer -56°C en verandert daar niet of nauwelijks meer met de hoogte. Een luchtlaag waarin de temperatuur niet of nauwelijks verandert met de hoogte heet een isotherme laag.

3.1.2 Stratosfeer

Boven de troposfeer bevindt zich de stratosfeer. Daarin is de invloed van het weer nog merkbaar als de toppen van grote buiencomplexen door de tropopauze heen schieten. Boven de isotherme laag van circa 5 km dikte neemt de temperatuur geleidelijk toe tot 0°C . Deze toename van de temperatuur is het gevolg van het vrijkomen van warmte bij de omzetting van zuurstof in ozon. In de stratosfeer wordt voortdurend ozon aangemaakt en afgebroken onder invloed van de ultraviolette zonnestraling. Op een hoogte van 25 tot 35 km is de verhouding tussen de intensiteit van de zonnestraling en het aantal zuurstofmoleculen optimaal; daar treedt dan ook de maximale ozonconcentratie

op. Op grotere hoogte is de zuurstof al verdwenen en omgezet in ozon; op lagere hoogte is de zonnestraling al te veel verzwakt om het proces van ozonvorming nog effectief te laten verlopen.

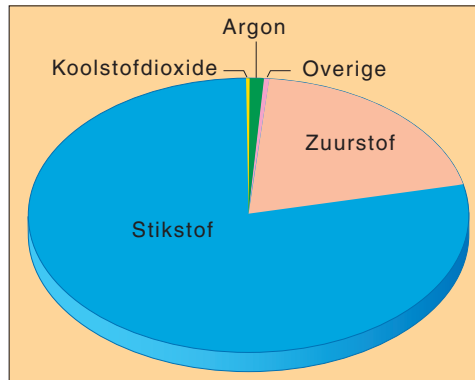
3.2 Samenstelling van de lucht

De lucht aan het aardoppervlak is een mengsel van een groot aantal verschillende gassen. De gassen die in de grootste hoeveelheid voorkomen zijn stikstof (N_2), zuurstof (O_2) en argon (A) met respectievelijk ongeveer 78, 21 en 1% van het totale volume (zie figuur). Verder komen er nog zogenoemde sporengassen voor in zeer kleine hoeveelheden, die worden uitgedrukt in aantal deeltjes per miljoen andere deeltjes (p.p.m.). Gassen als kooldioxide (CO_2 ; bekend van het broeikas effect en van de opwarming van de aarde) en waterdamp (H_2O) komen in wisselende concentraties voor.





Water is verreweg de invloedrijkste component in onze atmosfeer. Het komt voor als vloeibaar water, als waterdamp en als ijs en dan ook nog in sterk wisselende hoeveelheden. Verder speelt het een belangrijke rol bij de warmte- en energiehuishouding van de atmosfeer.

Om het belang van water aan te tonen nemen we als voorbeeld bewolking, die zoals bekend uit waterdruppeltjes en/of ijskristallen bestaat. Wolken kunnen zonnestraling absorberen of reflecteren, hierdoor bereikt uiteindelijk maar een gedeelte van de zonnestraling het aardoppervlak.

Alle water in de atmosfeer is afkomstig van het aardoppervlak waar het verdampt uit oceanen, meren en rivieren; het wordt vervolgens met luchtbewegingen omhoog gevoerd. Hierdoor bevindt zich het grootste gedeelte van de aanwezige waterdamp in het onderste deel van de troposfeer. Naar boven toe neemt de hoeveelheid snel af; vooral boven de 10 km is de geringe hoeveelheid waterdamp duidelijk merkbaar. Het belang van waterdamp voor het weer komt in hoofdstuk 6 (Luchtvochtigheid) verder aan bod.



De lucht aan het aardoppervlak is een mengsel van een groot aantal verschillende gassen. De gassen die in de grootste hoeveelheid voorkomen zijn stikstof (nitrogenium, N_2), zuurstof (oxygenium, O_2) en argon (A) met respectievelijk ongeveer 78, 21 en 1% van het totale volume.

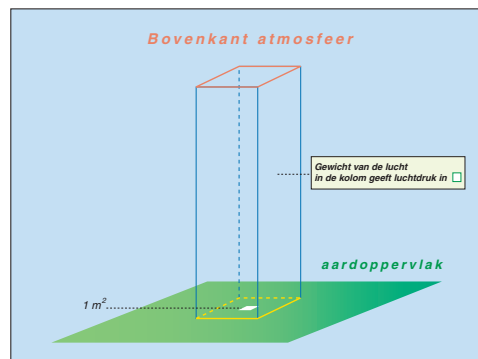
<i>De massa van de lucht</i>		
Een gemiddeld persoon		80 kg
Een kubieke meter water (1000 liter)		1000 kg
Een kubieke meter lucht		1,25 kg
Een kubieke meter goud		19320 kg

3.3 Luchtdruk en luchtdrukpatronen

De luchtdruk is de kracht die het gewicht van een luchtkolom in de atmosfeer op een oppervlak uitoefent (zie figuur onder). In de weerberichten wordt de luchtdruk opgegeven in hectopascal (hPa). Alle gassen die aanwezig zijn in de atmosfeer dragen bij aan de luchtdruk, dus kan gezegd worden dat luchtdruk de som is van alle drukken, die de gassen in de lucht elk afzonderlijk uitoefenen. De luchtdruk is afhankelijk van de dichtheid en de samenstelling van de lucht.

Hoe groter de hoogte boven het aardoppervlak, hoe kleiner het gewicht van de resterende luchtkolom zal zijn, de luchtdruk neemt dus af met toenemende hoogte (zie figuur pagina 37 boven). Hoewel de atmosfeer continu op zoek is naar evenwicht zal er toch geen stroming tot stand komen van de hoge druk naar de lagere druk in de verticaal. Dit heeft te maken met het feit dat er evenwicht is tussen de opwaartse gerichte kracht (van hoge druk naar lage druk) en de neerwaarts gerichte zwaartekracht. Dit evenwicht van krachten noemen we hydrostatisch evenwicht.

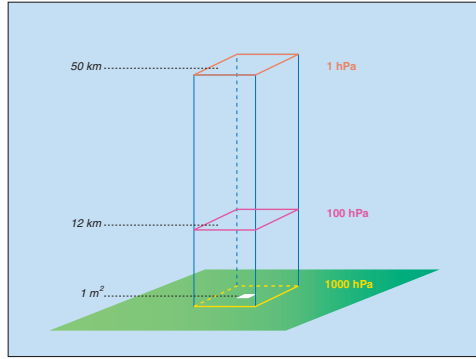
De luchtdruk wordt gemeten met een barometer. Daarop staat de luchtdruk vaak nog aangegeven in millibar. Een millibar is gelijk aan 1 hectopascal. De meeste barome-



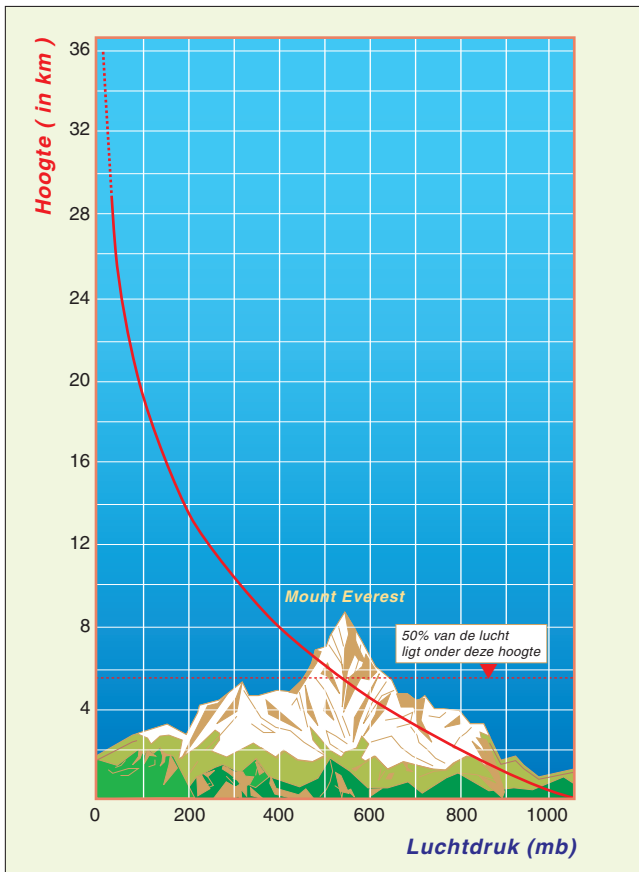
De luchtdruk is de kracht die het gewicht van een luchtkolom in de atmosfeer op het aardoppervlak uitoefent.

ters bevatten een luchtledig doosje dat afhankelijk van de drukverandering meer of minder ingedrukt wordt; dat is bijvoorbeeld het geval bij de hiernaast afgebeelde barometer. De beweging wordt overgebracht op een wijzerplaat, waarop de luchtdruk kan worden afgelezen.

Om de luchtdruk van verschillende plaatsen te kunnen vergelijken, wordt de gemeten luchtdruk herleid naar zeeniveau. Op weerkaar-



Hoe groter de hoogte boven het aardoppervlak, hoe kleiner het gewicht van de resterende luchtkolom zal zijn, de luchtdruk neemt dus af met toenemende hoogte.



Afname van de luchtdruk met de hoogte.



Barometer.

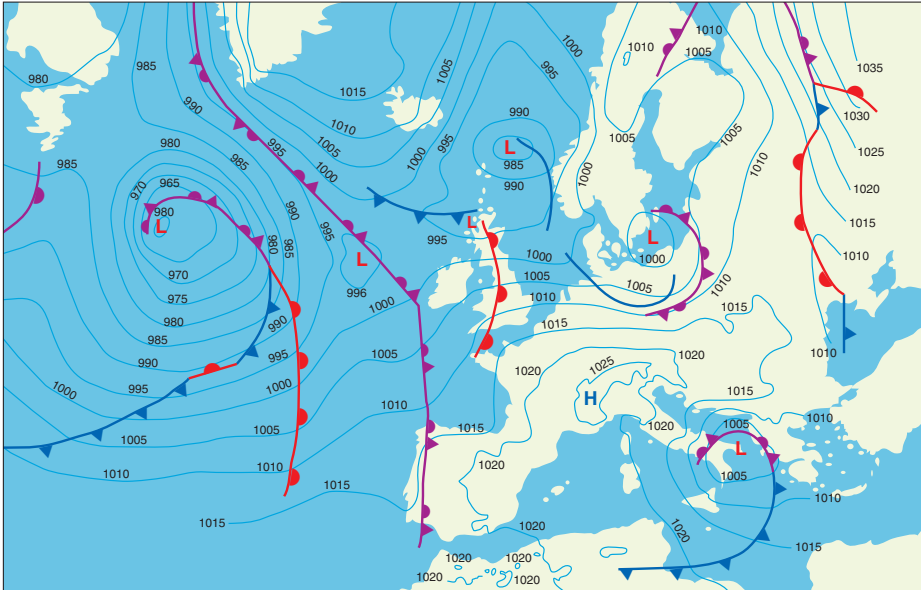
ten worden lijnen getrokken van plaatsen met gelijke luchtdruk; dergelijke lijnen noemt men isobaren. Hierdoor is het mogelijk om luchtdrukpatronen op de weerkaart waar te nemen.

We onderscheiden:

- Hogedrukgebieden, waar de weerkaart gesloten isobaren laat zien rond een gebied met relatief hoge luchtdruk.
- Lagedrukgebieden, met gesloten isobaren rond een gebied met relatief lage luchtdruk.
- Troggen, uitlopers van lagedrukgebieden.
- Ruggen, uitlopers van hogedrukgebieden.
- Zadelgebieden; deze liggen tussen twee gebieden van lage druk en twee van hoge druk in.

3.4 Gaswet

We hebben al gezien dat de luchtdruk afneemt met toenemende hoogte, maar deze afname is niet constant. Dit heeft te maken met het feit dat de atmosfeer is opgebouwd uit gassen. Een van de eigenschappen van gassen is dat ze zijn samen te drukken. Hierdoor wordt vooral de lucht nabij het aardoppervlak sterk samengedrukt onder het gewicht van de bovenliggende luchtkolom. Bekijken we nu een kg lucht aan het aardoppervlak en vergelijken we die met dezelfde hoeveelheid op bijvoorbeeld 5500 m dan blijkt dat de luchtdichtheid op die hoogte ongeveer de helft is van hetgeen we op zeeniveau meten. Maar op 16 km is dit nog maar een tiende van hetgeen we onder-



Weerkaart met een hogedrukgebied (H), talrijke lagedrukgebieden (L) en isobaren ('gewone' lijnen). Geheel links op de kaart is een rug van hoge luchtdruk zichtbaar. De kale dikke blauwe lijnen zijn troggen. Geheel linksboven ligt bij Newfoundland een zadelgebied. Verder bevat de weerkaart warmtefronten koufronten en occlusies; deze weersystemen komen aan bod in hoofdstuk 12.

in meten. We kunnen dus stellen dat de grootste luchtdichtheid, d.w.z. relatief meer luchtdeeltjes, voorkomt nabij het aardoppervlak en dat de lucht ijler wordt naarmate we hoger komen.

De afhankelijkheid van luchtdruk en luchtdichtheid is hiermee duidelijk gemaakt, maar er speelt nog een grootheid een rol en dat is de temperatuur. De temperatuur is van belang omdat bij een verhoging van temperatuur de luchtdichtheid minder zal worden. Deze kenmerken van een gas werden door de natuurkundigen Boyle en Gay-Lussac in de bekende gaswet vastgelegd.

3.5 Verticaal evenwicht; stabiliteit

Tot de meteorologische metingen die door het KNMI worden uitgevoerd, behoort de bepaling van luchtdruk, temperatuur, luchtvochtigheid en wind in de luchtlagen tot ongeveer 20 km hoogte. Daarvoor wordt dagelijks op internationaal vastgestelde waarneemstations en waarneemtijden (00 en 12 UTC, Universal Time Coordinated) een ballon opgelaten met daaraan een

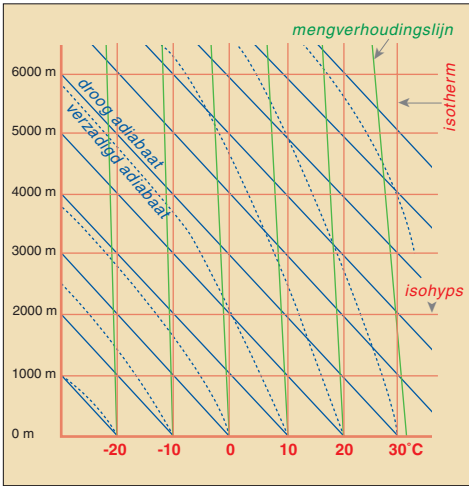
radiosonde. Deze radiosonde bevat een aantal meetinstrumenten waarmee bovengemelde elementen bepaald of afgeleid kunnen worden. Met de meetgegevens kunnen we bijvoorbeeld een grafiek maken met het verloop van de temperatuur en van de vochtigheid met de hoogte. Meestal lopen de temperatuurkrommen niet verticaal; de temperatuur neemt namelijk af met de hoogte. Dat komt doordat ook de luchtdruk afneemt met de hoogte; als een warme luchtbel opstijgt, komt ze terecht in een omgeving waar de luchtdruk lager is. Om evenwicht te krijgen tussen de omgeving en de luchtbel, zet deze uit. De energie die nodig is om die uitzetting te bewerkstelligen wordt onttrokken aan diezelfde luchtbel, waardoor afkoeling optreedt.



Ballon met radiosonde.

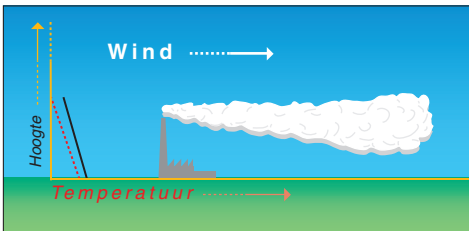
Het verloop van temperatuur en vochtigheid met de hoogte wordt voor iedere radiosonde-oplating getekend in een speciaal diagram. Om het diagram makkelijk te kunnen lezen, staan er lijnen in van constante hoogte (horizontaal/ evenwijdig aan de x-as) en van constante temperatuur (verticaal/ evenwijdig aan de y-as). Bovendien zijn nog twee extra lijnen voorgedrukt, die minder voor z'ich spreken:

- Droog adiabaten: deze lijnen laten zien hoe de temperatuur van droge, opstijgende lucht afneemt met de hoogte ten gevolge van de afname van de luchtdruk. De temperatuurafname bedraagt ongeveer 1° per 100 m.
- Verzadigd adiabaten: deze lijnen laten zien hoe de temperatuur van opstijgende lucht verandert met de hoogte ten gevolge van de afname van de luchtdruk, als er tegelijkertijd sprake is van condensatie in opstijgende lucht of verdamping in dalende lucht. Door de afkoeling van de lucht kan deze namelijk oververzadigd raken. De bij de optredende condensatie vrijkomende condensatiewarmte beperkt de temperatuurafname ten gevolge van de uitzetting van de lucht. De temperatuurafname bedraagt nu in de onderste lagen van de atmosfeer slechts $0,6^\circ$ per 100 m. Op grotere hoogte

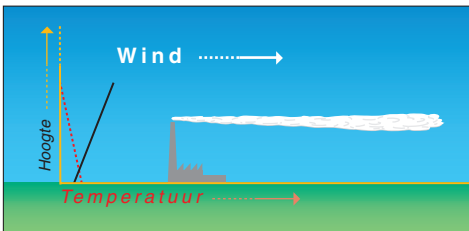


is het kouder en daardoor is er minder vocht aanwezig; daardoor komt er minder condensatiewarmte vrij en zijn de verschillen tussen droog- en nat-adiabaten dus kleiner.

Met behulp van de diagrammen is het mogelijk te bepalen of de atmosfeer stabiel is of onstabiel. In een onstabiele atmosfeer ontwikkelen zich gemakkelijk stapelwolken, die soms tot een bui kunnen uitgroeien. In een stabiele atmosfeer wordt de vorming van stapelwolken en buien juist bemoeilijkt; wel kan er overlast ontstaan door luchtverontreiniging. De atmosfeer is stabiel als de gemeten temperatuur minder afneemt met de hoogte dan de adiabatische temperatuurverandering aangeeft. Opstijgende lucht is dan warmer, en daardoor lichter dan zijn omgeving, zodat hij nog verder door blijft stijgen. De atmosfeer is onstabiel als de temperatuur sterker afneemt dan de adiabatische temperatuurverandering aangeeft. Lucht die probeert op te stijgen, is dan kouder en dus zwaarder dan de lucht in de omgeving en zakt daardoor weer terug naar het niveau waar hij vandaan kwam. Natuurlijk kan het temperatuurverloop met de hoogte ook de adiabatische temperatuurverandering volgen; in dat geval is de atmosfeer neutraal.



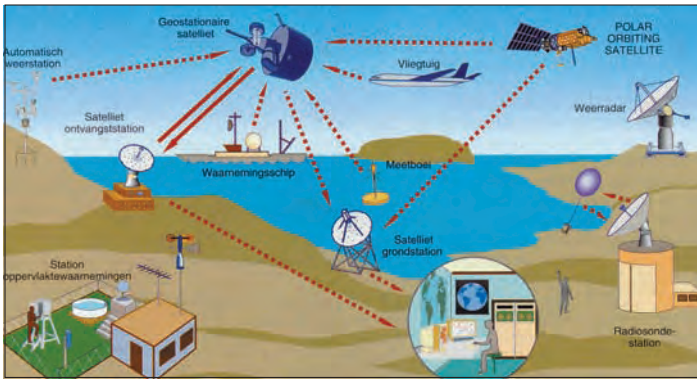
Neutrale atmosfeer: de gemeten temperatuur (zwarte lijn) neemt ongeveer evenveel af met de hoogte als de adiabatische temperatuurverandering (rode streepjeslijn) aangeeft.



Stabiele atmosfeer: de gemeten temperatuur (zwarte lijn) neemt minder af met de hoogte dan de adiabatische temperatuurverandering (rode streepjeslijn) aangeeft.

3.6 Waarnemen en monitoren van de atmosfeer

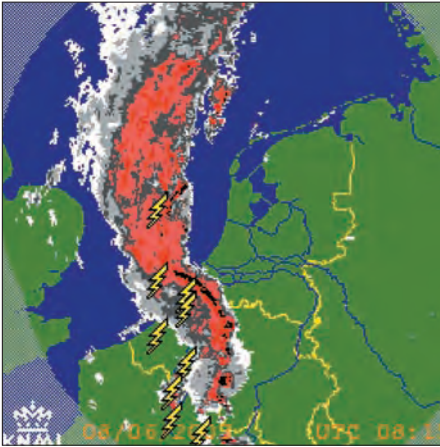
Voor het maken van weersverwachtingen en voor het monitoren van het klimaat is het van belang om de toestand van de atmosfeer goed te kennen en te volgen. Om dat te kunnen doen zijn talrijke meetsystemen ontwikkeld en in routinematig gebruik. Het meest 'klassiek' is het waarnemstation voor oppervlaktewaarnemingen. Een waarnemer registreert temperatuur, vochtigheid, bewolking, zicht en talrijke andere meteorologische grootheden. De oppervlaktewaarnemingen worden ook verricht vanaf schepen. Overigens wordt het waarnemen wereldwijd meer en meer geautomatiseerd, zodat het aantal automatische waarnemstations en automatische meetboeien sterk toeneemt.



Overzicht van methoden van weerwaarneming.



Automatisch KNMI-waarnemstation.



Radarbeeld.

Gedurende de Tweede Wereldoorlog ontdekte men dat op radarschermen niet alleen vijandige vliegtuigen te zien waren, maar ook neerslaggebieden. Na de oorlog werd deze toepassingsmogelijkheid van de radar verder ontwikkeld en benut.

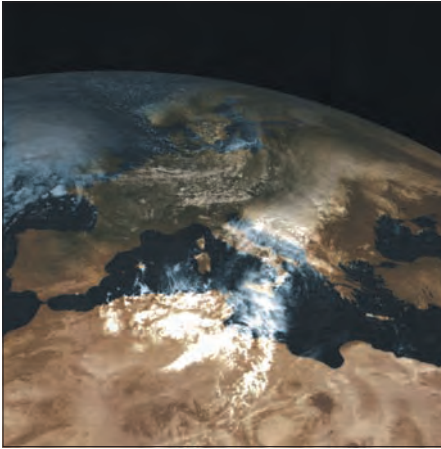
Neerslagmetingen met radar zijn een vorm van meten-op-afstand vanaf het aardoppervlak. Ook andere meteorologische grootheden kunnen vanaf de grond op afstand gemeten worden; zo bepaalt men wind, temperatuur- en vochtprofielen met dopplerradars en akoestische en optische meetapparatuur.

Naast waarnemingen van het aardoppervlak zijn er ook gegevens nodig van hogere niveaus in de atmosfeer. Meetmasten komen hooguit enkele honderden meters hoog. De hoogste meetmast van Nederland staat in Cabauw en is 225 m hoog. Aanvankelijk werkte men om wat hoger te komen wel met vliegers, maar tegenwoordig gebruikt men radiosondes, die omhooggelaten worden aan een ballon. De radiosondes meten temperatuur, vochtigheid, luchtdruk, wind en hoogte. De gegevens worden opgevangen in een grondstation en doorgesluist naar meteorologische gebruikers overal ter wereld. Verder werkt men nu ook steeds meer met vliegtuigwaarnemingen om informatie te verkrijgen over de toestand van de bovenlucht. Op veel lijnvluchten van commerciële luchtvaartmaatschappijen gaat apparatuur mee om temperatuur, vocht en wind op vlieghoogte te kunnen bepalen.

Sinds 1960 worden weersatellieten ingezet om de atmosfeer te monitoren. De eerste weersatellieten leverden uitsluitend beelden van aardoppervlak en bewolking. Nu zijn de satellieten omvangrijke meetplatforms van waaruit allerlei meteorologi-

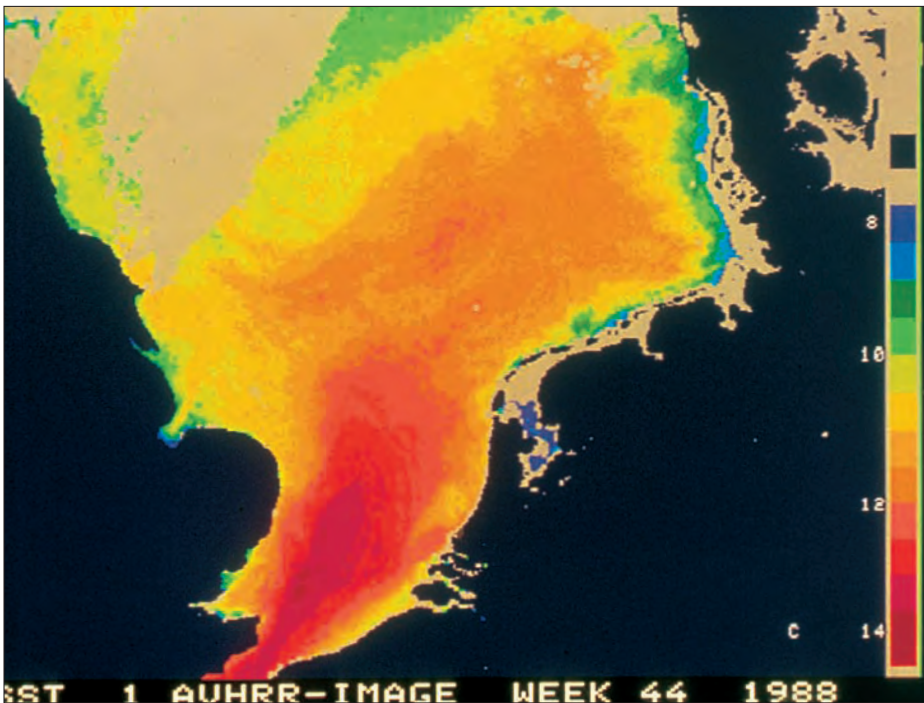


KNMI-Meetmast te Cabauw.



Beelden van de Europese weersatelliet METEOSAT.

sche metingen worden verricht. Men spreekt van 'remote sensing: meten op afstand'. Naast wolkenbeelden leveren de satellieten gegevens over temperatuur, vochtigheid en wind op verschillende hoogtes in de atmosfeer. Ook kan men de data bewerken tot allerlei producten, bijvoorbeeld een beeld met zeewatertemperaturen.



Beeld met zeewatertemperaturen, ontleend aan satellietwaarnemingen.

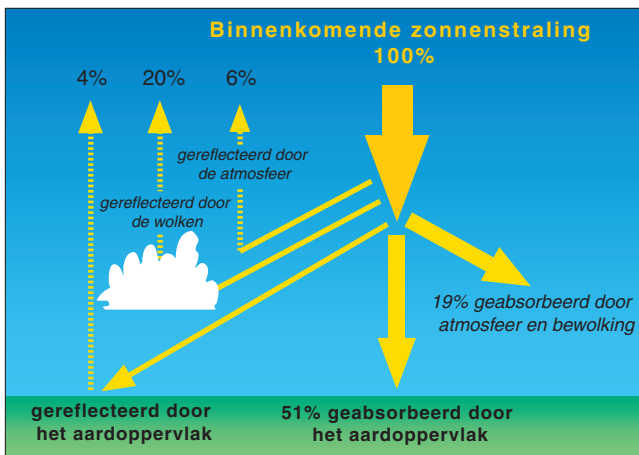
4. Straling, warmte, temperatuur

4.1 Inleiding

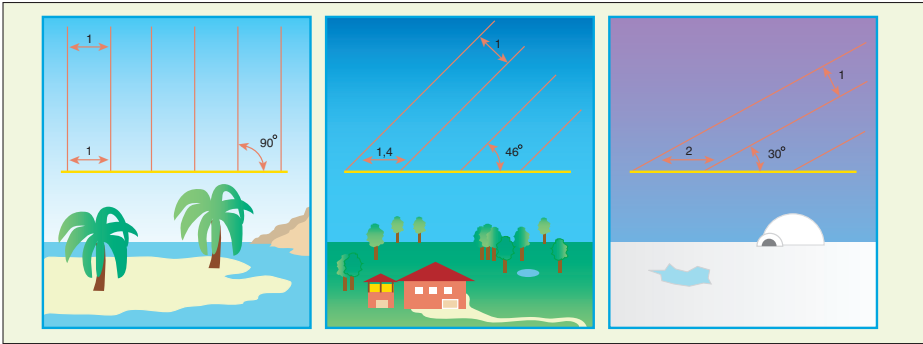
De zon levert met zijn zonnestraling alle energie die de luchtstromingen op aarde op gang houden. Minder bekend is dat ook de aarde warmte uitstraalt; daarbij koelt het aardoppervlak af. Binnenvallende zonnestraling en uitgaande aardse straling regelen samen met factoren als wind, bewolking en vochtigheid de temperatuur van lucht en aardoppervlak. In dit hoofdstuk wordt die samenhang uitgelegd.

4.2 Zonnestraling

De zon straalt zijn energie uit bij een oppervlaktetemperatuur van ongeveer 6000° C. Een klein deel van de uitgezonden energie valt op de buitenste rand van de dampkring en van dat kleine gedeelte bereikt slechts ongeveer de helft het aardoppervlak (zie figuur). De andere helft wordt teruggekaatst de ruimte in of geabsorbeerd en in warmte omgezet door wolken en door gassen in de atmosfeer als waterdamp, koolzuurgas en ozon. De geabsorbeerde energie wordt echter ook weer door de dampkring zelf uitgestraald de ruimte in, zodat er daardoor nauwelijks temperatuurveranderingen in de atmosfeer optreden. In de figuur is een en ander schematisch weergegeven.



Verdeling van de zonnestraling.



Involed van de zonshoogte op de hoeveelheid opgevangen zonnestraling per vierkante meter.

De zonnestraling die het aardoppervlak bereikt, wordt er gedeeltelijk geabsorbeerd en omgezet in warmte. De mate van absorptie hangt sterk af van de aard van het aardoppervlak. Begroeide en donkere delen, zoals bossen en asfalt, absorberen de straling; witte delen, zoals sneeuw- en ijsvlakten, kaatsen haar terug. Van de straling die door het oppervlak geabsorbeerd wordt, verdwijnt een klein gedeelte de bodem in; die straling warmt zo diepere lagen in de bodem langzaam op. De rest van de door de bodem opgenomen straling levert de energie om bodemvocht te verdampen en om de lucht vlak boven het aardoppervlak op te warmen.

De hoeveelheid zonnestraling die we aan het aardoppervlak op een vierkante meter ontvangen, hangt af van de afstand van de aarde tot de zon en van de zonshoogte. Deze hoeveelheid straling varieert dus in de loop van de dag en ook in de loop van het jaar.

De meeste zonnestraling gedurende een etmaal wordt rond de middag ontvangen, als de zon op haar hoogst staat. Evenzo valt er 's zomers, als de zon hoog aan de hemel staat, meer zonnestraling in dan 's winters.

4.3 Aardse straling

Het aardoppervlak en de atmosfeer zenden zelf ook onafgebroken straling uit. Als de zon onder is, wordt geen zonnestraling meer ontvangen. Het aardoppervlak gaat echter gewoon door met het uitstralen van warmte; ook blijft het nog straling opvangen van de atmosfeer. Die straling is echter onvoldoende om de afkoeling van het aardoppervlak tegen te houden. Doordat de aard van het aardoppervlak van plaats tot plaats sterk varieert, zullen de uitstraling en

daardoor de nachtelijke afkoeling van plaats tot plaats eveneens sterk verschillen. De nachtelijke afkoeling wordt echter niet alleen bepaald door uitstraling vanaf het aardoppervlak; ook wind en eventueel aanwezige bewolking spelen een grote rol.

4.4 De rol van de wind

De wind bepaalt heel sterk hoe de warmte van het aardoppervlak aan de lucht wordt afgegeven. Lucht is zelf een goede isolator, zodat de warmte vrijwel niet door geleiding overgedragen wordt; de wind brengt echter uitwisseling met de bodem op gang van zowel warmte als vocht. Naarmate er meer wind is, is die uitwisseling effectiever.

Overdag, als de zon het aardoppervlak sterk opwarmt, voert de wind de warmte af en draagt hij die over aan de lucht. Dat leidt ertoe dat de onderste luchtlagen gedurende de dag sterk opgewarmd worden. Op dezelfde wijze bevordert de wind de verdamping vanuit een vochtige bodem; dit proces is vergelijkbaar met droogwapperen van wasgoed in de wind. Na zonsondergang verandert de situatie. Het aardoppervlak koelt af door uitstraling, maar de lucht erboven nog nauwelijks. Als het helder weer is met weinig wind, zal de temperatuur van het aardoppervlak snel dalen. In het winterhalfjaar komt de temperatuur van het aardoppervlak dan gemakkelijk onder het vriespunt. De lucht erboven koelt echter niet zo sterk af. De temperatuur op enkele meters hoogte is onder dergelijke omstandigheden in het algemeen wel vijf graden of meer hoger dan de temperatuur vlak bij de grond.

Is de lucht erg vochtig, dan kan vlak bij de grond gemakkelijk condensatie optreden doordat de lucht afkoelt tot het dauwpunt. Afhankelijk van de windsnelheid leidt dit tot mist of tot dauwvorming. Is de temperatuur van de bodem of van een wegdek dan al beneden het dauwpunt, dan zal het teveel aan vocht veelal neerslaan als dauw. Het optreden van mist of dauw heeft echter een sterk remmende invloed op de afkoeling; bij condensatie van waterdamp komt namelijk veel warmte vrij, wat verdere afkoeling van de lucht tegengaat. Is er iets wind, dan zal die ervoor zorgen dat de lucht in de onderste meters gemengd wordt, waardoor de mist zich gemakkelijk in de hoogte uitbreidt. Is het windstil, dan gebeurt dat niet.

De rol van de wind is echter wat gecompliceerder dan tot nog toe werd beschreven.

- Als de temperatuur van het aardoppervlak door de afkoeling lager is geworden dan de luchttemperatuur, zal de wind er juist toe bijdragen dat er

warmte van de lucht naar het aardoppervlak toe gevoerd wordt. De wind werkt dan dus afkoeling tegen. Hoe meer wind er staat, des te meer wordt de afkoeling tegengewerkt.

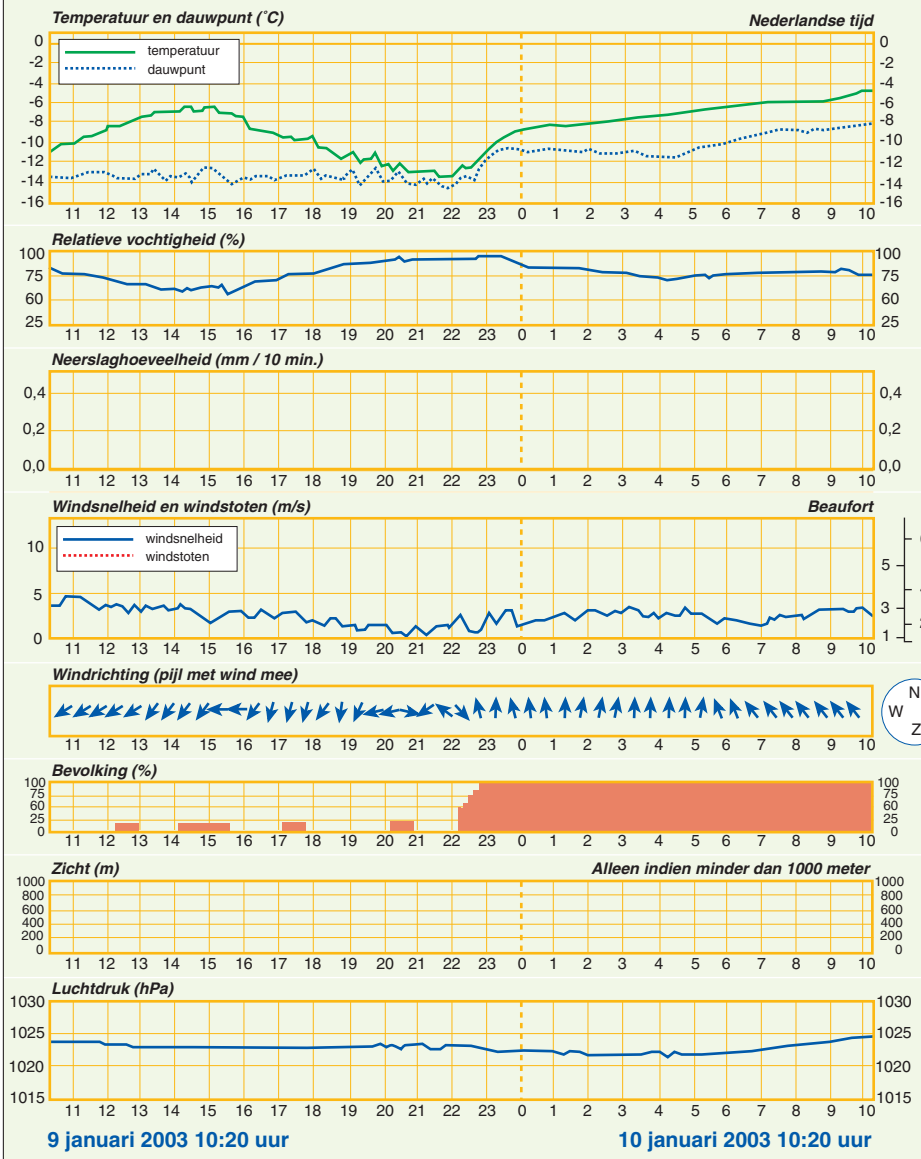
- Bij een kouder aardoppervlak is echter de turbulentie in de zwaardere lucht minder. De windsnelheid neemt daardoor af, wat juist verdere afkoeling in de hand werkt!
- Wind kan echter ook nog warmte van andere gebieden aanvoeren; we spreken dan van advectie van warmte. Ook dan wordt de afkoeling tegengewerkt. Dit effect doet zich bijvoorbeeld 's nachts voor in de winter, als er wind van zee waait. De lucht boven zee is warmer, waardoor de afkoeling vermindert of stopt. Vooral in de kustgebieden is dit dus goed merkbaar. De temperaturen liggen er enkele graden hoger dan meer landinwaarts.

4.5 De rol van bewolking

Naast de wind speelt ook de bewolking een grote rol bij de nachtelijke afkoeling. In wolken zitten waterdruppeltjes en ijskristallen. Het water in die wolken, zowel in vaste als in vloeibare vorm, absorbeert vrijwel alle straling die door het aardoppervlak wordt uitgezonden. Afhankelijk van de temperatuur van de wolken – en dus van de hoogte waarop ze zich bevinden – zal de bewolking een groot deel van de straling weer terugstralen naar het aardoppervlak. Dit verklaart het verschil in temperatuur na een heldere en na een bewolkte nacht. In een heldere nacht kan de aardse straling ongehinderd naar de wereldruimte verdwijnen, waardoor sterke afkoeling optreedt. Is het daarentegen bewolkt, dan wordt die straling onderschept en in meerdere of mindere mate teruggestraald. Daarbij moet er nog rekening mee gehouden worden dat de atmosfeer zelf ook warmte uitstraalt, gedeeltelijk ook naar het aardoppervlak toe.

Ook kan het zijn dat nog een gedeelte van de straling die het aardoppervlak bereikt, gereflecteerd wordt. Dat hangt sterk van de aard van het oppervlak af. De hoeveelheid door de aarde uitgezonden straling is ongeveer even groot als de door de atmosfeer naar het aardoppervlak gezonden hoeveelheid straling. De straling uitgezonden door de wolken ligt in de orde van een tiental procenten van deze waarden. Wolken spelen dan ook een grote rol bij de nachtelijke afkoeling. Of er uiteindelijk meer energie uitgestraald wordt door het aardoppervlak dan er ontvangen wordt, hangt sterk van de bewolking af. Een geringe hoeveelheid bewolking is al voldoende om de balans te laten doorslaan naar een situatie waarbij het aardoppervlak meer straling ontvangt dan kwijtraakt, waarbij de nachtelijke afkoeling sterk vermindert of stopt. Een voorbeeld van

10-minuut waarnemingen Hoogeveen 10:20 uur



Weerwaarnemingen Hoogeveen. Tussen 22.00 en 23.00 uur raakt het bewolkt en komt de nachtelijke afkoeling tot stilstand, waarna de temperatuur weer oploopt.

een gedurende de nacht oplopende temperatuur bij het binnendringen van bewolking geeft de figuur op pagina 49.

Het zal duidelijk zijn dat hierbij ook de wind weer een rol speelt; die bepaalt mede of er net meer warmte wordt toegevoerd of wordt afgevoerd. Verder speelt de terreïnvloed ook weer mee. Het geheel is dus een tamelijk ingewikkeld en vooral subtiel proces. Kleine veranderingen of verschillen hebben grote invloed. Dat blijkt ook uit vergelijking van plaatsen waar mist en/of gladheid ontstaat. Er treden vaak grote verschillen op over kleine afstanden.

4.6 Gladheidssituaties door straling

In veel gevallen is de lucht droog genoeg om geen problemen met mist of gladheid te veroorzaken gedurende winteravonden en stralingsnachten. Uit onderzoek bleek echter dat gladheid en stralingsmist veelal optreden als er een westelijke of noordelijke luchtcirculatie boven Nederland en omgeving staat. In dergelijke circulaties wordt er lucht via de Noordzee aangevoerd. Deze lucht is in de onderste lagen erg vochtig. Is het onder dergelijke omstandigheden gedurende de avond en nacht helder en valt als gevolg van de zogenoemde dagelijkse gang van de windsnelheid tevens de wind weg, dan vindt sterke afkoeling door uitstraling plaats. De lucht koelt af tot het dauwpunt. Het dauwpunt is die temperatuur waarbij waterdamp begint te condenseren door afkoeling van de lucht zonder dat er vocht wordt toegevoerd of afgevoerd (zie verder hoofdstuk 6). Er ontstaat, afhankelijk van de windsnelheid, mist of dauw. Vaak ook zal een wegdek sterker afkoelen, tot onder het dauwpunt, waardoor het vocht op het wegdek neerslaat. Verdere afkoeling tot temperaturen rond of onder het vriespunt kan in dit soort situaties leiden tot gladheid, al of niet in combinatie met mist. Lokale effecten spelen hierbij wel een heel grote rol. Er treden daardoor in die situaties altijd aanzienlijke verschillen op tussen de ene plaats en de andere.

4.7 Temperatuur

In het voorgaande is het begrip ‘temperatuur’ vele malen genoemd. In deze paragraaf lichten we de verschillende temperaturen die in de meteorologie gebruikt worden nader toe.

De meest voorkomende temperatuur is de ‘luchttemperatuur’. Deze wordt gemeten op en hoogte van 1,5 m boven het aardoppervlak. De meetopstelling (zie figuur) is zodanig dat stralingseffecten de temperatuurmeting niet kun-

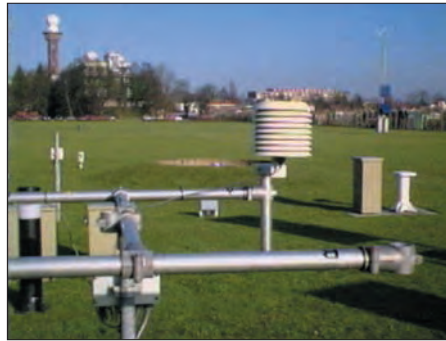
nen beïnvloeden. Er mag geen direct zonlicht op de temperatuursensor vallen om te voorkomen dat de thermometer te hoge waarden aanwijst. Ook mag de thermometer zelf niet uitstralen en daardoor te lage waarden aangeven. Verder wordt de meetopstelling goed geventileerd, zodat de sensor zo indringend mogelijk in aanraking is met de lucht waarvan we de temperatuur willen weten.

De luchttemperatuur vertoont een dagelijkse gang; in het volgende hoofdstuk gaan we daar verder op in. Nu volstaan we met op te merken dat de temperatuur in de middag haar hoogste waarde bereikt: de maximumtemperatuur en kort na zonsopkomst de laagste: de minimumtemperatuur.

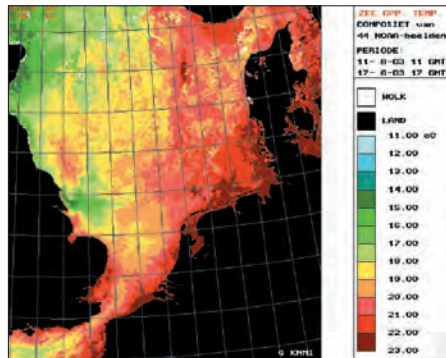
Het vermelden van de waarnemingshoogte bij de meetprocedure voor de luchttemperatuur is belangrijk. Dichter bij het aardoppervlak is de invloed van in- en uitgaande straling groter. De temperatuur heeft er daardoor een grotere dagelijkse gang, vooral bij helder weer. In de middag is het dichterbij de grond warmer, rond zonsopkomst kouder dan op 1,5 m. Vooral die lage temperaturen zijn belangrijk voor bijvoorbeeld de landbouw; daarom wordt er ook op 10 cm hoogte gemeten en per tijdvak van 6 uur wordt de laagste in die periode gemeten waarde bepaald: de grasminimumtemperatuur.

Wegbeheerders en weggebruikers zijn vaak geïnteresseerd in de temperatuur van het wegdek; als deze onder nul is en het wegdek bovendien nat is of er neerslag verwacht wordt, kan gladheid optreden.

's Zomers wordt in de weerberichten vaak de zeewatertemperatuur opgenomen. Omdat de doelgroep uit bad-



Meetopstelling. De thermometer voor de luchttemperatuur staat op 1,5 m hoogte en is afgeschermd tegen zonnestraling.



's Zomers wordt in de weerberichten vaak de temperatuur opgegeven van het Noordzeewater vlak onder de kust. Verder uit de kust heeft het zeewater gewoonlijk een lagere temperatuur.

gasten bestaat wordt de temperatuur opgegeven van het Noordzeewater vlak onder de kust. Verder uit de kust heeft het zeewater gewoonlijk een andere temperatuur (zie de figuur op pagina 51).

Belangrijk is ook de gevoelstemperatuur. Deze temperatuur geeft beter aan dan de gewone luchttemperatuur of we het warm of koud vinden. Als er wind staat bijvoorbeeld, voelt het bij lage temperaturen nog veel kouder aan. Als het heet is, voelt het in vochtige lucht benauwder aan dan in droge lucht. De gevoelstemperatuur geeft een waarde voor de temperatuur die rekening houdt met windsnelheid en luchtvochtigheid. Als de luchttemperatuur laag is en er veel wind staat, is de gevoelstemperatuur dan ook lager dan de luchttemperatuur; als het warm is en vochtig, is de gevoelstemperatuur hoger dan de luchttemperatuur.

4.8 De stad als 'warmte-eiland'

De luchttemperaturen die worden vermeld in weerrapporten en weerberichten, worden gemeten op meteorologische waarnemingsstations in min of meer landelijk gebied. Daardoor zijn ze onderling goed te vergelijken; vaak zijn ze echter niet representatief voor temperaturen die binnen de bebouwde kom optreden. Vooral in grote steden kunnen de verschillen aanzienlijk zijn. Het steen en het beton van de bebouwing houdt overdag ontvangen zonne-warmte lang vast, zodat het 's nachts maar langzaam afkoelt. Daarnaast wordt er in stedelijke gebieden veel warmte geproduceerd, die naar buiten toe weglekt en temperatuurdaling 's nachts tegengaat. Men zegt wel dat de stad fungeert als warmte-eiland (zie figuur hiernaast).

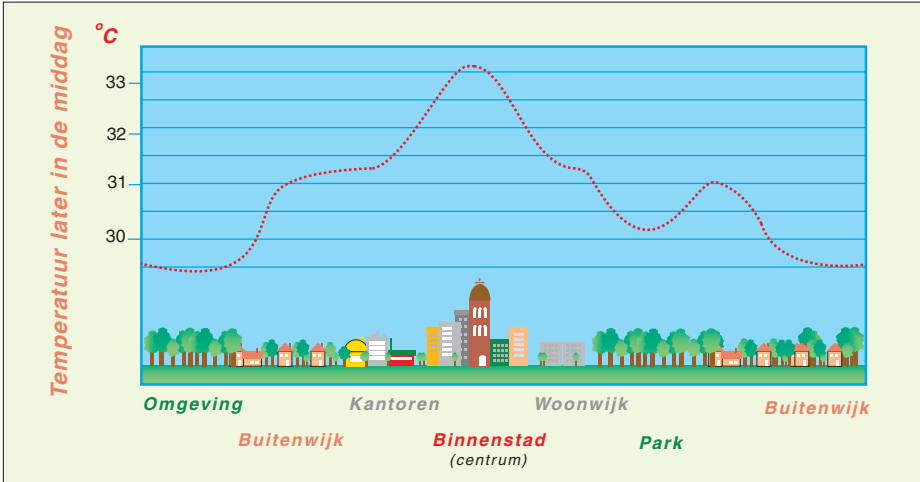
4.9 Stralingsbalans

Het stelsel aarde-atmosfeer wordt door de eeuwen heen gemiddeld genomen niet warmer of kouder. De temperatuur schommelt maar ongeveer 0,5° C. Er moet dus evenveel energie door de aarde worden uitgestraald als ze van de zon ontvangt.

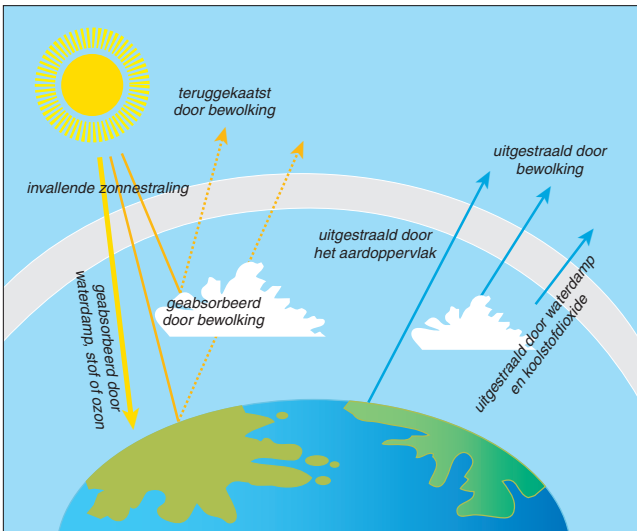
Verscheidene onderzoekers hebben een zogeheten stralingsbalans opgesteld, waarin ze uitgerekend hebben, dat de inkomende straling met de uitgaande in evenwicht is.

Het wordt echter steeds duidelijker, dat de toevoer van gassen, zoals CO₂ en van andere verontreinigingen in de dampkring, die ten gevolge van menselij-

ke activiteiten ontstaat, dit evenwicht ernstig kan verstoren. Dat leidt tot het versterkt broeikas effect en aanwarming van de aardse atmosfeer.



De stad als warmte-eiland. In het centrum is het een stuk warmer dan in de omgeving buiten de stad. De getallen hebben betrekking op een hete zomerdag.



5. Luchtdruk en wind

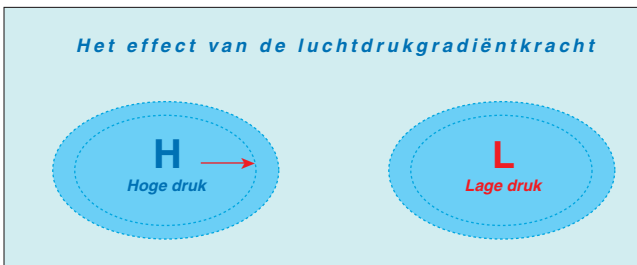
5.1 Verband tussen luchtdruk en wind

De wind is van grote invloed op het weer. Enerzijds voert hij van grote afstand bijvoorbeeld warme of koude lucht naar onze omgeving, wat direct doorwerkt in de hier gemeten temperatuur. Anderzijds drukt hij zijn stempel op de weersomstandigheden op lokale schaal. Zo gaat bijvoorbeeld een stevige wind de nachtelijke afkoeling tegen; ook kan de wind in de zomer heel wat stof en in de winter heel wat sneeuw doen opwaaien. In dit hoofdstuk wordt de rol van de wind besproken.

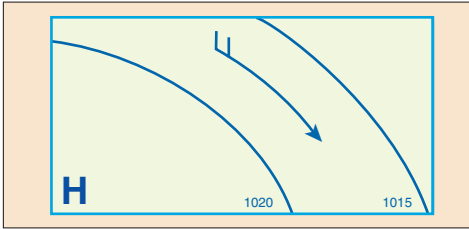
Wind is niets anders dan de stroming van de lucht. Wind ontstaat doordat de lucht beweegt van plaatsen met hogere luchtdruk naar plaatsen met een lagere luchtdruk; die luchtdrukverschillen zijn op hun beurt weer een gevolg van verschillen in opwarming van het aardoppervlak, bijvoorbeeld tussen tropen en gematigde breedten of poolstreken of tussen land en zee of oceaan.

De functie van de wind is om die luchtdrukverschillen ongedaan te maken. Vindt de verplaatsing van de lucht over heel grote afstanden plaats, dan gaat ook nog de draaiing van de aarde een rol spelen, zoals we in het hoofdstuk over de algemene circulatie reeds hebben gezien.

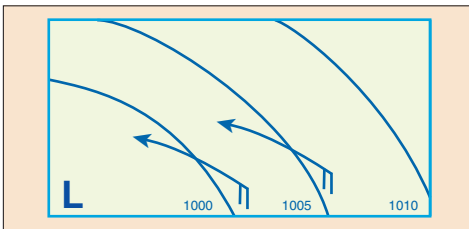
Het effect van die draaiing is dat de lucht die grote afstanden aflegt, zich op het noordelijk halfrond rond een lagedrukgebied tegen de wijzers van de klok in verplaatst en rond een hogedrukgebied met de wijzers van de klok mee; op het zuidelijk halfrond is dit net andersom. De luchtstroming is ongeveer evenwijdig aan de isobaren of maakt daar een kleine hoek mee. Daardoor stroomt de lucht niet langer rechtstreeks van hoog naar laag en wordt de vereffening van de luchtdrukverschillen bemoeilijkt.



De invloed van de luchtdrukgradiëntkracht.

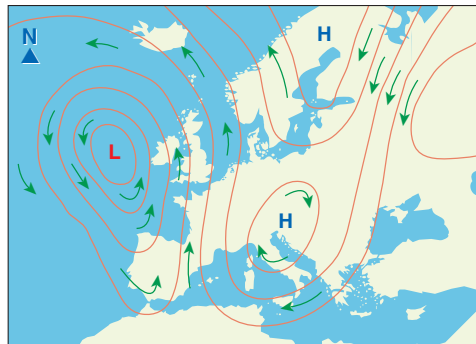


Isobaren en richting van de luchtstroming. De luchtstroming is ongeveer evenwijdig aan de isobaren. De wind waait rond een hogedrukgebied met de wijzers van de klok mee.



Isobaren en richting van de luchtstroming. Door wrijving met het aardoppervlak volgt de wind de isobaren niet exact, maar maakt er een kleine hoek mee. De wind waait rond een lagedrukgebied tegen de wijzers van de klok in.

In het weerkaartje is dit duidelijk te zien. In de figuur zijn lijnen van gelijke luchtdruk (isobaren) weergegeven. Het kaartje toont een weersituatie met een hoge- en een lagedrukgebied. De pijlen geven de stromingsrichting en dus de richting waar de wind heen waait. De windrichting volgt min of meer de richting van de isobaren; zonder het effect van de draaiing van de aarde zou de wind loodrecht op de isobaren staan.



Als de lucht van de ene plaats naar de andere stroomt, wordt hij daarin bij het aardoppervlak gehinderd door de ruwheid van het oppervlak; deze veroorzaakt wrijving, die de luchtstroming afremt en doet afbuigen. Het gevolg is dat de lucht niet precies evenwijdig aan de isobaren stroomt, maar enigszins naar de lage druk toe. De windrichting maakt een hoek met de richting van de isobaren. In de figuur hiernaast geven de pijlen de werkelijke luchtstroming vlak bij het aardoppervlak weer. Door de wrijving is de wind nu toch enigszins van hoge naar lage druk gericht. In de figuur is dat met pijlen aangegeven.

In de volgende paragraaf gaan we wat dieper in op het verschijnsel wind; we gebruiken daarbij onderwerpen uit de natuurkunde.

5.2 Wind, een krachtenspel

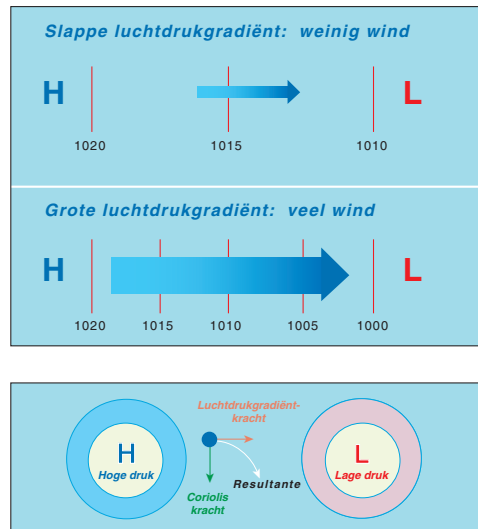
Wind is bewegende lucht; de beweging wordt bepaald door luchtdrukverschillen, draaiing van de aarde en eventuele wrijving met het aardoppervlak. Uit de natuurkunde is bekend dat er op voorwerpen die van richting of snelheid veranderen, een of meer krachten moeten werken; bij stilstand of constante snelheid werken er geen krachten of heffen de werkzame krachten elkaar op. Twee krachten kunnen elkaar bijvoorbeeld opheffen als ze even groot zijn, maar precies tegengestelde kanten opwijzen.

Voor lucht geldt hetzelfde als voor alle andere 'krachten uit de natuurkunde'. In dit geval zijn de volgende krachten van belang: de luchtdrukgradiëntkracht, de corioliskracht en de wrijvingskracht. Als de lucht zich niet in een strakke, rechtlijnige stroming bevindt, maar wordt meegevoerd in een slingerend stromingspatroon, is er ook nog sprake van een middelpuntzoekende kracht.

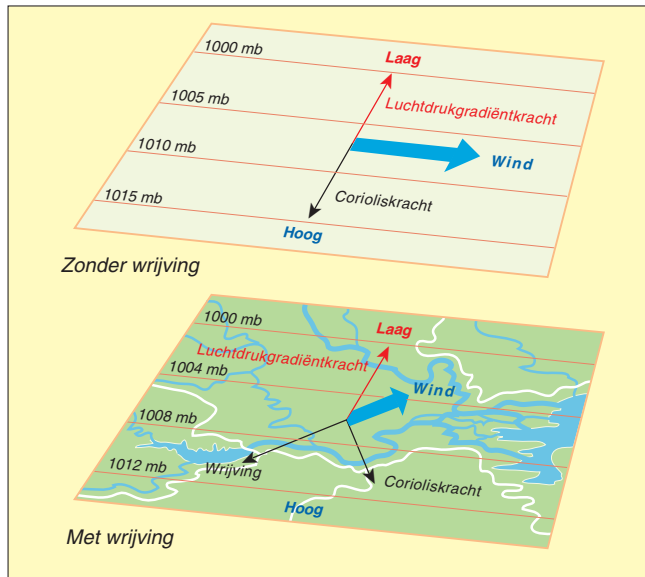
• De luchtdrukgradiëntkracht

Wanneer er over een bepaald gebied luchtdrukverschillen optreden, spreekt men gewoonlijk van een luchtdrukgradiënt; de luchtdrukverschillen veroorzaken een kracht die luchtdrukgradiëntkracht wordt genoemd. De luchtdrukgradiëntkracht wijst van hoge druk naar lage druk. De luchtdrukgradiëntkracht brengt een luchtmasa in beweging; de bewegingsrichting is in de richting van die kracht en dus gericht naar de lagere druk.

Als alleen de gradiëntkracht op een luchtmasa werkzaam zou zijn dan zouden alle aanwezige horizontale luchtdrukverschillen snel verdwijnen. Dit is echter niet het geval doordat er nog een tweede kracht werkzaam is:



Luchtdrukgradiëntkracht
met (onder) en zonder
wrijving (boven).



- **De corioliskracht of afwijkende kracht van de aardrotatie**

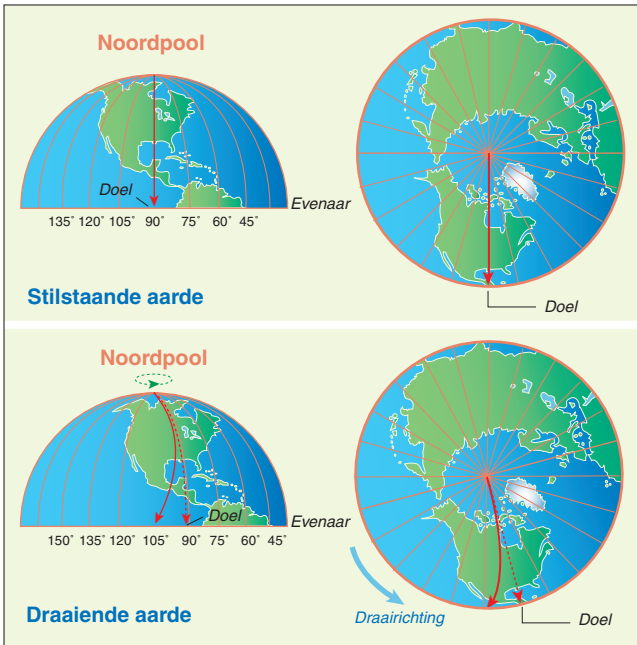
Deze kracht wordt veroorzaakt door de draaiing van de aarde. Door de corioliskracht krijgt de stroming een afbuiging, afhankelijk van de plaats op aarde en van de windsnelheid: op het noordelijk halfrond is er een afbuiging naar rechts (kijkend met de wind mee), die groter is naarmate de plaats waar men zich bevindt verder van de evenaar verwijderd is. Verder geldt dat naarmate de windsnelheid hoger is, de lucht sterker afbuigt.

In eerste, overigens zeer goede, benadering stelt zich een evenwicht in tussen de luchtdrukgradiëntkracht, die naar het lagedrukcentrum is gericht, en de corioliskracht, die precies de tegenovergestelde kant op wijst. De wind die dan waait noemen we geostrofische wind.

De luchtdrukgradiëntkracht en de corioliskracht zijn er altijd, ongeacht de hoogte waarop de lucht beweegt. Voor een luchtstroming dicht bij het aardoppervlak moeten we nog rekening houden met een derde kracht:

- **De wrijvingskracht**

Nabij het aardoppervlak wordt de luchtstroming afgeremd door wrijving; deze is afhankelijk van de ruwheid van het oppervlak. Een open vlakte of een polderlandschap is niet zo ruw, een bosachtig of verstedelijkt gebied is zeer ruw. Door de wrijvingskracht neemt de windsnelheid af; tegelijkertijd wordt daardoor de afbuiging als gevolg van de corioliskracht minder en beweegt de



stroming weer meer in de richting van het lagedrukcentrum. Een factor die ook van invloed is op de wrijvingskracht – en dus op de windrichting en de windsnelheid – is de mate van stabiliteit van de atmosfeer: in een stabiele atmosfeer is de wrijving het grootst.

• De middelpuntzoekende kracht

De luchtdrukgradiëntkracht en de corioliskracht zijn er altijd, ongeacht het stromingspatroon. Volgt de lucht een gekromde baan dan is er nog een andere kracht in het spel: de middelpuntzoekende kracht. Deze kracht doet de lucht afwijken van zijn rechtlijnig pad en dwingt hem in een gekromde baan. Ook nu geldt dat er zich in eerste instantie een evenwicht instelt. De middelpuntzoekende kracht wijst steeds in de richting van het middelpunt van de cirkelbaan die wordt gevolgd.

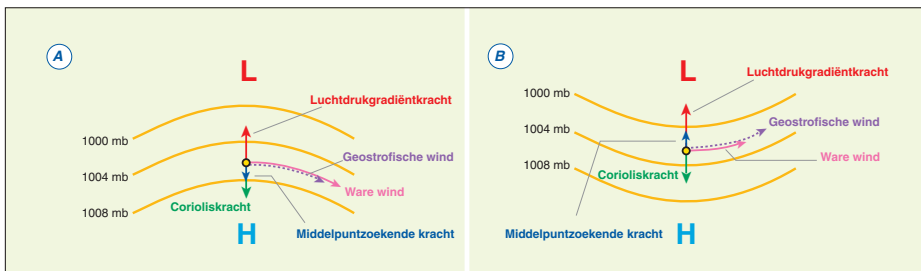
In de figuur op pag. 59 (rechts) is dat middelpunt de kern van het lagedrukgebied; middelpuntzoekende kracht en gradiëntkracht wijzen in dezelfde richting, namelijk naar de lagedrukkern. De luchtdrukgradiëntkracht levert dus de middelpuntzoekende kracht, al kan deze door ‘tegenwerking’ van de corioliskracht niet volledig worden benut.

In de figuur op bladzijde 59 (links) is het centrum van het hogedrukgebied het middelpunt van de cirkelbaan; middelpuntzoekende kracht en corioliskracht

wijzen in dezelfde richting, namelijk van de hogedrukkern af. Daardoor levert in dit geval de corioliskracht de voor een cirkelbeweging noodzakelijke middelpuntzoekende kracht, al kan deze ditmaal door ‘tegenwerking’ van de gradiëntkracht niet volledig worden benut.

Waait het rond een lagedrukgebied nu meer of minder dan rond een hogedrukgebied als de luchtdrukgradiëntkracht, en dus de afstand tussen de isobaren, in beide gevallen dezelfde is? Het antwoord is: ‘minder’; rond een hogedrukgebied moet de corioliskracht namelijk de middelpuntzoekende kracht leveren, ondanks tegenwerking van de luchtdrukgradiëntkracht; de corioliskracht is dan dus groter dan de luchtdrukgradiëntkracht. Rond een lagedrukgebied is de corioliskracht juist kleiner dan de luchtdrukgradiëntkracht. Gegeven was dat de luchtdrukgradiëntkracht in beide gevallen dezelfde is, zodat bij de hogedruksituatie de grootste corioliskracht hoort. Reeds eerder hebben we gezien dat een grotere corioliskracht zich alleen kan voordoen bij een grotere windsnelheid, dus rond het hogedrukgebied staat bij gelijke isobarenafstand de meeste wind.

Desondanks koppelen we situaties met storm en veel wind gewoonlijk aan lagedrukgebieden. Dat is terecht, want bij lagedrukgebieden kunnen zich veel grotere luchtdrukgradiënten voordoen, zodat het daar tóch veel harder kan waaien.

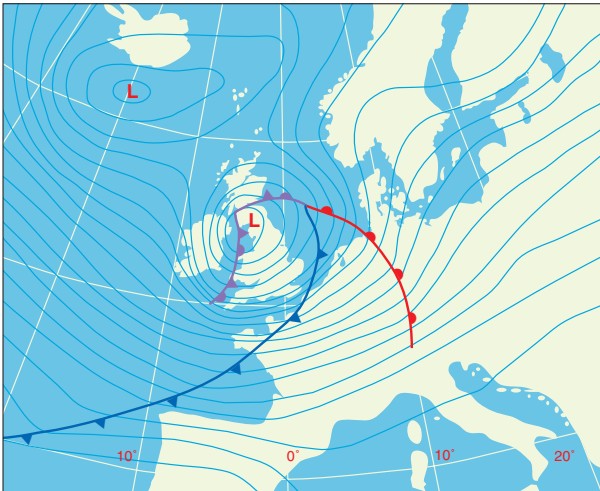
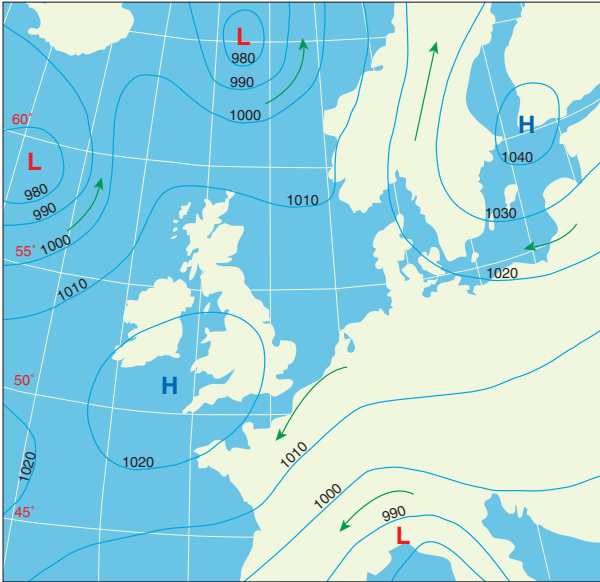


A. De gradiëntwind rond een hogedrukgebied (reële wind) is groter dan de geostrofische wind bij de gegeven isobarenafstand.

B. De gradiëntwind rond een lagedrukgebied (reële wind) is kleiner dan de geostrofische wind bij de gegeven isobarenafstand.

5.3 Samenhang weer en luchtdrukpatronen

In het voorgaande hebben we gezien dat wind wordt veroorzaakt door verschillen in luchtdruk. Deze luchtdrukverschillen manifesteren zich vooral in de grote hoge- en lagedrukgebieden die het weerpatroon in Europa – en daar-



mee het weer in Nederland – bepalen. Het verband tussen wind en luchtdrukpatroon is duidelijk te zien als we naar een weerkaart kijken: Hierop zien we Europa en het aangrenzend deel van de Atlantische Oceaan; tevens zijn er om de 5 hPa isobaren ingetekend. We kunnen op zo'n weerkaart gebieden aanwijzen waar de luchtdruk relatief hoog is, terwijl boven andere gebieden de luchtdruk juist lager is. Op het kaartje (bovenaan) zien we onder

andere een hogedrukgebied boven Scandinavië; het veroorzaakt in onze omgeving noordoostelijke winden; de lucht stroomt namelijk met de wijzers van de klok mee rond het hogedrukgebied. Een noordoostelijke stroming transporteert 's winters koude, zogeheten continentale polaire lucht (zie het hoofdstuk over weersituaties) uit Siberië naar Nederland. Gevolg: koud weer en vorst. In de zomer mogen we in dit soort gevallen juist op zonnig en warm weer rekenen.

Ook een weerkaart als hiernaast (pag. 60 onderaan) kun je het hele jaar door tegenkomen, hoewel de lagedrukgebieden in de zomer gewoonlijk minder diep zijn. Boven Schotland ligt in dit geval een diepe depressie. De hogedrukgebieden liggen meer naar het zuiden ter hoogte van de Middellandse Zee en de Azoren. Boven West-Europa staat dan een zuidwestelijke stroming, waarmee vochtige, 's zomers koele en 's winters zachte lucht wordt aangevoerd.

Het is dus belangrijk om te weten waar de hoge- en lagedrukgebieden zich bevinden, omdat hieruit te verwachten is wat de wind gaat doen en wat voor lucht hij zal aanvoeren.

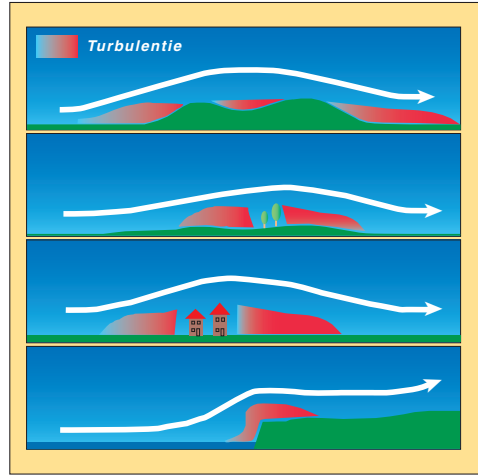
5.4 Structuur van de wind

De meeste mensen zijn vooral geïnteresseerd in de wind vlak bij het aardoppervlak en op een bepaalde plaats. Het gaat daarbij om de onderste tientallen meters van de atmosfeer. In deze laag wordt de wind sterk beïnvloed door de terreinomstandigheden en door kleinschalige meteorologische processen. Daardoor vertoont de wind een grillig patroon. We hebben allemaal wel eens gemerkt dat de wind in buien sterk van snelheid en richting kan wisselen en dat ook de aanwezigheid van bijvoorbeeld gebouwen of bomen de wind lokaal sterk beïnvloedt. In de figuur is een registratie van de wind weergegeven; onder is de windsnelheid afgebeeld, boven de windrichting. Voor alle duidelijkheid: de windrichting is de richting van waaruit de wind waait; bij noordenwind beweegt de lucht dan ook van noord naar zuid. We zien dat de windsnelheid snelle variaties vertoont, met fluctuaties in de orde van seconden tot minuten. Daarnaast vertonen windrichting en windsnelheid ook een dagelijkse gang; zie hiervoor verder paragraaf 8.6.

5.5 Turbulentie

De wind gedraagt zich vrijwel altijd grillig: de luchtstroming is turbulent. Soms zijn de fluctuaties sterk, dan weer zwak. Wervelingen met verschillende afmetingen geven de wind een grillige karakter. De grootte van deze wervelin-

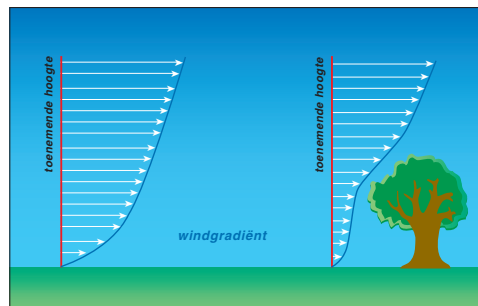
gen varieert van enkele millimeters tot tientallen of zelfs honderden meters. De snelheid waarmee de wervels bewegen en ronddraaien, varieert sterk. Voor het belangrijkste gedeelte worden die wervelingen veroorzaakt door de luchtstroming in samenhang met de ruwheid van het terrein. Hoe ruwer het terrein, des te groter en grilliger de wervels die ontstaan. Verder kan de turbulentie van de wind nog in de hand worden gewerkt door plaatselijk sterk wisselende temperaturen. Hoe sterker de temperatuurverschillen over korte afstand zijn, hoe grilliger de wind.



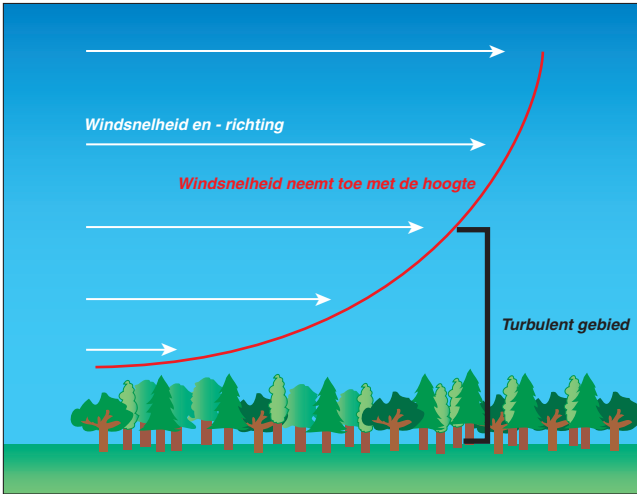
Turbulentie komt niet alleen dicht bij de grond voor, maar kan op allerlei hoogten in de atmosfeer een rol spelen; daarom is het verschijnsel ook van belang voor de luchtvaart, zoals verderop in dit hoofdstuk wordt beschreven.

5.6 Windverandering met de hoogte

Dat er wervels ontstaan, waarin de wind voortdurend verandert in richting en sterkte, is mede een gevolg van de verandering van de wind met de hoogte. Direct aan het aardoppervlak beweegt de lucht niet; vlak erboven neemt de wind echter sterk toe met de hoogte, doordat de invloed van de wrijving naar boven toe minder merkbaar wordt. Dat geldt met name voor de onderste tientallen meters. De figuur toont het verloop van de gemiddelde windsnelheid met de hoogte, het zogeheten 'windprofiel'. Een obstakel, bijvoorbeeld een gebouw, beïnvloedt het windprofiel tot grotere hoogte; in de figuur hieronder is dat schematisch weergegeven. Uit die figuur is ook af te leiden dat er aan de voorkant van een obstakel een stuweffect plaatsvindt.



In de winter als er sneeuw ligt en het stevig waait, kan de wind de

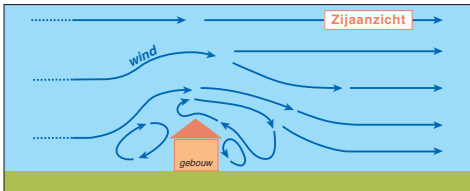
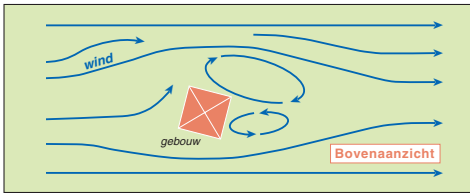


Windprofiel: verandering van de wind met de hoogte.

sneeuw tegen obstakels blazen en daar ophopen. Ook wordt verse sneeuw door de wervelingen steeds weer opgewaaid. Aan de achterkant van obstakels ontstaat een gebied waar het minder waait, maar waar wel veel wervelingen voorkomen, zodat ook daar sneeuw zich kan ophopen. Uit de figuur is te zien dat het gebied aan de lijzijde, waar de wervelingen optreden, vrij groot is. In de praktijk kan de vuistregel gehanteerd worden dat de grootte van dat gebied ongeveer 15 keer de hoogte van het obstakel is. Bij dwarswind op een snelweg waar bijvoorbeeld geluidsschermen staan, kan dat goed merkbaar zijn. Als de schermen laag zijn, zal de rijstrook naast het scherm waar de wind vandaan komt, weinig last ondervinden. Op de ander rijstrook kunnen dan sterke vlagen optreden. Wervelingen treden ook op in luchtstromingen boven de oceaan waarbij bergachtige eilanden als obstakel fungeren. Dat geeft geregeld aanleiding tot schitterende wolkenpatronen (zie satellietbeeld).



Wervelpatronen in de luchtstroming achter Guadalupe.



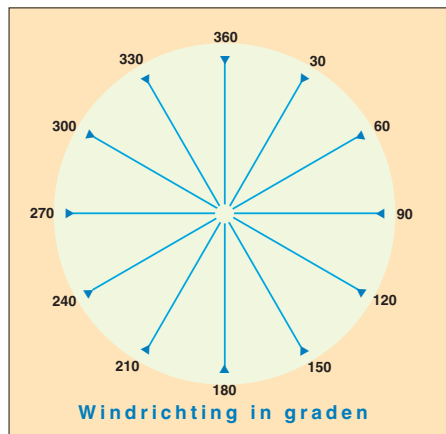
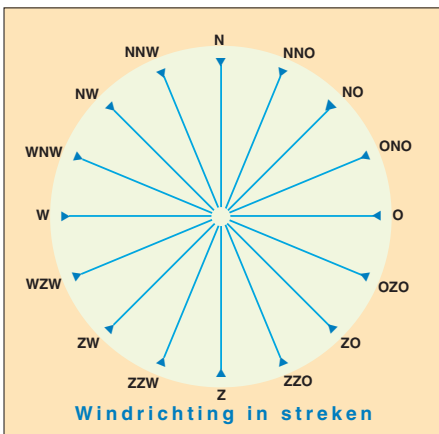
Wind rond gebouwen; bovenaanzicht (boven) en zijaanzicht.

5.7 Gemiddelde wind

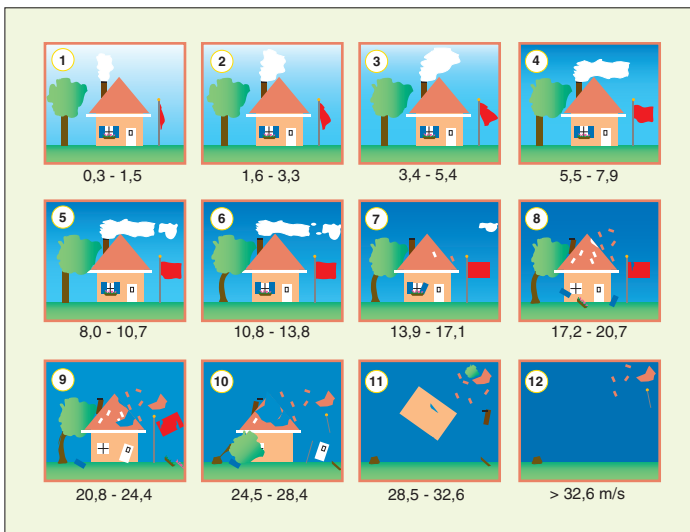
Uit het bovenstaande blijkt dat de wind vlak bij het aardoppervlak vrijwel altijd fluctueert: de wind is vlagerig. Die vlagerigheid hangt sterk af van de aard van het terrein, maar ook van de windsnelheid en de nabijheid van eventuele buien. In het weerbericht wordt desondanks in het algemeen gesproken over een bepaalde windrichting en een bepaalde windsterkte; daarbij wordt wel een onderscheid gemaakt tussen de kustgebieden en

het binnenland. Waarschuwingen voor windstoten (windvlagen) worden apart vermeld. Daarbij vindt geen differentiatie plaats naar de aard van het terrein. De windrichting wordt gewoonlijk opgegeven in kompasstreken (noord, oost, zuid en west) en tussenstreken (noordoost, zuidoost, zuidwest en noordwest). Als alternatief gelden graden ten opzichte van noord: noordenwind is dan 0 of 360 graden, oost 90 graden, zuid 180 graden enzovoort.

De eenheid voor de windsnelheid is m/s of km/u; in de luchtvaart en de scheepvaart zijn ook knopen (zeemijl per uur) gangbaar. Een veel voorkomende aanduiding is de windkracht volgens de schaal van Beaufort; wind-



Bft	Benaming	Gemiddelde windsnelheid				Kenmerken
		m/s	knopen	km/u	mi/u	
0	Windstil	<0.2	<1	<1	<1	Rook stijgt (recht) omhoog
1	Zwak	0.3 - 1.5	1 - 3	1 - 5	1 - 3	Rookpluimen geven richting aan
2	Zwak	1.6 - 3.3	4 - 6	6 - 11	4 - 7	Bladeren ritselen
3	Matig	3.4 - 5.4	7 - 10	12 - 19	8 - 12	Bladeren en twijgen voortdurend in beweging
4	Matig	5.5 - 7.9	11 - 16	20 - 28	13 - 18	Stof en papier dwarrelen op
5	Vrij krachtig	8.0 - 10.7	17 - 21	29 - 38	19 - 24	Takken maken zwaaiende bewegingen
6	Krachtig	10.8 - 13.8	22 - 27	39 - 49	25 - 31	Grote takken bewegen
7	Hard	13.9 - 17.1	28 - 33	50 - 61	32 - 38	Bomen bewegen
8	Stormachtig	17.2 - 20.7	34 - 40	62 - 74	39 - 46	Twijgen breken af
9	Storm	20.8 - 24.4	41 - 47	75 - 88	47 - 54	Takken breken af. Dakpannen waaien weg
10	Zware storm	24.5 - 28.4	48 - 55	89 - 102	55 - 63	Bomen worden ontworteld
11	Zeer zware storm	28.5 - 32.6	56 - 63	102 - 117	64 - 74	Uitgebreide schade aan bossen en gebouwen
12	Orkaan	>32.6	>63	>117	>74	Niets blijft meer overeind



kracht 7 in het weerbericht betekent kracht 7 op de schaal van Beaufort. Het verband tussen windsnelheden volgens de schaal van Beaufort en de andere eenheden voor windsnelheid is gegeven in de tabel; tevens is een omschrijving gegeven van het effect van de wind op de omgeving.

Bij een winddraaiing worden vaak de termen ruimen en krimpen gebruikt. Bij ruimen draait de wind met de wijzers van de klok mee, dus bijvoorbeeld van 180 naar 240 graden of van zuid naar zuidwest. Een krimpende wind draait tegen de wijzers van de klok in, bijvoorbeeld van 90 naar 360 graden of van oost naar noord.

Volgens de voorschriften van de WMO (Wereld Meteorologische Organisatie) moet de wind op meteorologische stations gemeten worden op een hoogte van 10 m boven open terrein; hierin mogen geen obstakels voorkomen. In het weerbericht wordt gewerkt met de over 10 minuten gemiddelde windsnelheid die optreedt op een dergelijke locatie. De windsnelheid en windkracht volgens de schaal van Beaufort hebben dus altijd betrekking op deze gemiddelde wind op 10 m hoogte in open terrein.

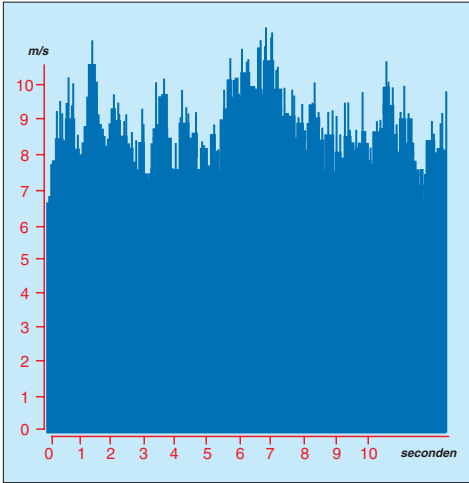
De waarnemingsposities van andere organisaties dan het KNMI voldoen niet altijd aan de WMO-normen; dat geldt vooral voor de terreinomstandigheden. Om de wind van het weerbericht te vergelijken met de wind op een willekeurige meetpositie, zijn de volgende vuistregels goed bruikbaar:

- Staat de windmeter in open terrein, dan is de gemeten wind vergelijkbaar met die van het weerbericht.
- Staat de windmeter in iets minder open terrein, dan is de gemeten wind ongeveer 15% lager dan die van het weerbericht.
- Staat de windmeter in tamelijk ruw terrein, dan is de gemeten wind ongeveer 30% lager dan die van het weerbericht.
- Wordt de wind gemeten in ruw terrein, dan is deze ongeveer 40% lager dan de wind uit het weerbericht.

Met behulp van deze vuistregels kan dus ook voor een willekeurige locatie de wind op 10 m hoogte geschat worden uit de wind van het weerbericht. Men moet dan alleen de ruwheid van het terrein inschatten.

5.8 Windstoten

Relevanter nog dan de wind op 10 m hoogte is de wind op zo'n 1.5 m. Daarbij zijn de windstoten vaak nog veel bepalender dan de gemiddelde wind; ze veroorzaken de meeste schade en overlast. Vooral bij zijwind zijn windstoten gevaarlijk voor het verkeer; ze kunnen dan namelijk zo sterk zijn dat auto's uit



de koers kunnen raken met alle gevolgen van dien. Ook worden voertuigen door zijwind als het ware iets opgetild, waardoor het wegcontact minder wordt. Doordat windstoten vaak voorkomen in situaties met neerslag (regen, hagel, sneeuw) en met teruglopend zicht, kunnen gevaarlijke situaties ontstaan.

Windstoten doen zich voor in twee situaties: bij storm en in buien. Windstoten in buien worden besproken in de volgende paragraaf;

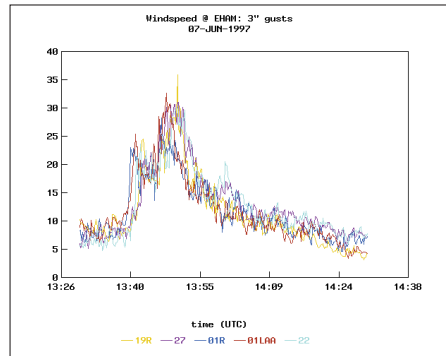
hier beperken we ons tot windvlagen tijdens stormsituaties. Ze worden veroorzaakt door de turbulentie van de wind. De windrichting is in windstoten vaak iets meer geruimd dan de gemiddelde wind. Meer geruimd betekent bijvoorbeeld bij zuidwestenwind iets westelijker, bij een wind van 230 graden bijvoorbeeld 250 graden. De sterkte van de windvlagen hangt enerzijds af van de ruwheid van het terrein, anderzijds van de gemiddelde windsnelheid. Hoe ruwer het terrein en hoe groter de gemiddelde windsnelheid, des te sterker zijn de windvlagen.

Hier volgt een aantal vuistregels om de sterkte van windstoten op 1.5 m, gemeten met een handwindvaan boven het aardoppervlak te schatten met behulp van de gemiddelde wind uit het weerbericht:

- Uitgaande van wind uit het weerbericht of een volgens WMO-normen gemeten wind kan de gemiddelde wind op 1.5 m hoogte geschat worden: die is in open terrein ruwweg 70% van de 10 m wind.
- Voor het omrekenen van de gemiddelde wind op stahoogte van open terrein naar ruwer terrein, geldt dat dat de wind sterker gereduceerd wordt naarmate het terrein ruwer is; in erg ruw terrein is die reductie ongeveer 50%.
- De windsnelheid in windvlagen is voor alle terreinomstandigheden ongeveer 10 tot 20 % hoger dan de wind uit het weerbericht.

5.9 Windstoten in buien

Naast de windvlagen die samenhangen met de turbulentie van de atmosfeer, zijn er ook de windstoten tijdens regen-, hagel- en onweersbuien. In dergelijke buien wordt lucht van grote hoogte – waar het veelal harder waait dan aan de grond – abrupt en met grote snelheid naar beneden verplaatst. Die lucht van boven behoudt zijn snelheid, zodat het vlak bij de grond plotseling kortdurend harder gaat waaien: we spreken dan van een windstoot of windvlaag. Dergelijke windstoten hebben dus niets te maken met de turbulentie in de atmosfeer ten gevolge van obstakels of wrijving met het aardoppervlak. In de figuur is een registratie van zo'n windstoot in een onweersbui weergegeven. Karakteristiek is dat tijdens de windstoot niet alleen de gemiddelde wind toeneemt, maar ook de vlagerigheid. In de praktijk wordt er in weerberichten gewaarschuwd voor windstoten of zware windstoten tijdens buien. De windsnelheid bij windstoten wordt in weersverwachtingen opgegeven in km/u; de officiële metingen (zoals het voorbeeld hiernaast) werken meestal met m/s.



5.10 Wind en temperatuur

Terug naar de grond: daar heeft de wind grote invloed op de temperatuur. De wind zorgt ervoor dat de lucht vlak bij het aardoppervlak goed gemengd wordt. Daardoor zal de warmte die de zonnestraling overdag aan het aardoppervlak overdraagt, makkelijk afgevoerd worden. In de nacht, als het aardoppervlak sterk afkoelt door uitstraling, zorgt de wind ervoor dat er warmte van de lucht naar het aardoppervlak wordt toegevoerd. Daardoor wordt de nachtelijke afkoeling sterk tegengewerkt. Is er heel weinig wind, dan is dat effect er niet en kan het aardoppervlak wel sterk afkoelen. Het afkoelingsproces wordt nog bevorderd in een terrein met veel obstakels; deze remmen de wind namelijk sterk af!

De wind veroorzaakt niet alleen een gelijkmatiger temperatuurverdeling. Hij doet hetzelfde met het vocht en zorgt ervoor dat dit over een dikkere laag verspreid wordt. Daardoor wordt bijvoorbeeld mistvorming tegengewerkt. Juist

als er geen wind is, koelt het sterk af en blijft de vochtconcentratie bij het aardoppervlak hoog. Er treedt dan makkelijk condensatie op zodat zich dauw vormt en – als de wind niet helemaal wegvalt – tevens mist. In de hoofdstukken over temperatuur en mistvorming wordt hierop nog nader ingegaan.

6. Luchtvochtigheid

6.1 inleiding

Vocht heeft een grote invloed op het 'weer' zoals wij dat ervaren. Zaken als zicht, luchtvochtigheid, bewolking en neerslag worden er direct door bepaald. Afkoeling kan leiden tot mist of dauw. In dit hoofdstuk wordt de rol van het vocht in de dampkring besproken.

6.2 Aggregatietoestanden

Water speelt een belangrijke rol bij het weer; toch bevat de atmosfeer maar heel weinig water. Slechts ongeveer 0.25% van de totale massa van de atmosfeer bestaat

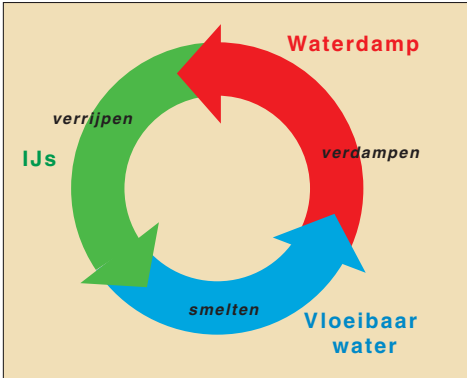


uit water; dat is niet meer dan 0.0005 % van totale hoeveelheid water die op aarde aanwezig is. Als al het water in de atmosfeer zou uitregenen, dan vormt het een laagje van 2 cm dikte over de aarde. Gemiddeld over de aarde bedraagt de hoeveelheid neerslag ongeveer 100 cm per jaar. We zien dus dat de totale hoeveelheid water in de atmosfeer gemiddeld zo'n 50 keer per jaar ververst wordt, ofwel één keer per week.

Water komt in de dampkring voor in:

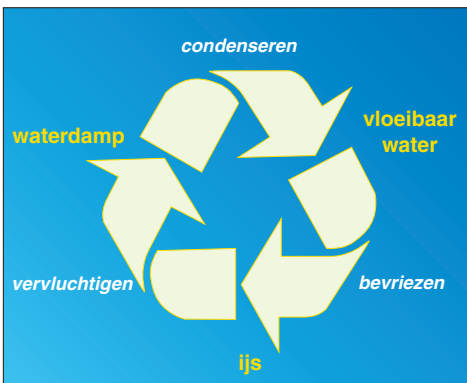
- gasvormige toestand: als waterdamp,
- vloeibare vorm: als waterdruppeltjes in wolken, neerslag, dauw, nevel en mist,
- vaste vorm: als ijskristallen in wolken, als sneeuw, hagel, ijs of rijp.

Men noemt dit de drie fasen of de drie aggregatietoestanden van water. Bij de overgang van de gasvormige naar de vloeibare (condenseren) of vaste fase (sublimeren) komt warmte vrij; dat is eveneens het geval bij de overgang van de vloeibare naar de vaste fase (bevriezen). Voor de overgangen in omgekeerde richting, smelten en verdampen, is warmte nodig. Voor smelten is evenveel



warmte nodig als er vrijkomt bij bevriezen; voor verdampen is evenveel warmte nodig als er vrijkomt bij condenseren. In de figuur zijn de fase-overgangen, samen met de officiële benamingen, weergegeven.

6.3 Dampspanning of dampdruk

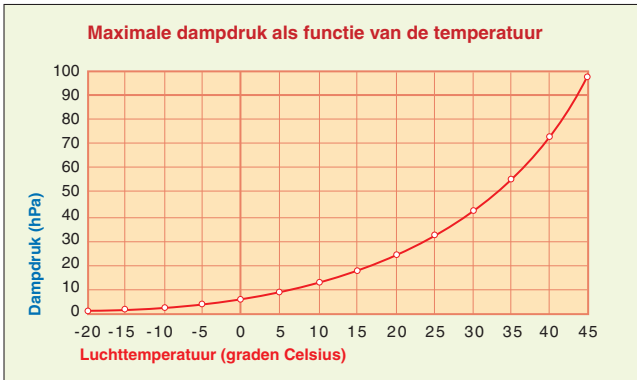


Water is in de atmosfeer meest als waterdamp aanwezig. Waterdamp kunnen we niet direct zien, maar we merken het wel aan bijvoorbeeld de behaaglijkheid; ook het zicht hangt sterk af van de hoeveelheid waterdamp in de lucht. Doordat de luchtvochtigheid zo'n invloedrijke factor is, zijn er enkele belangrijke grootheden om aan te geven hoeveel vocht er in de lucht zit. Het meest gebruikt is de relatieve vochtigheid, maar daarnaast zijn

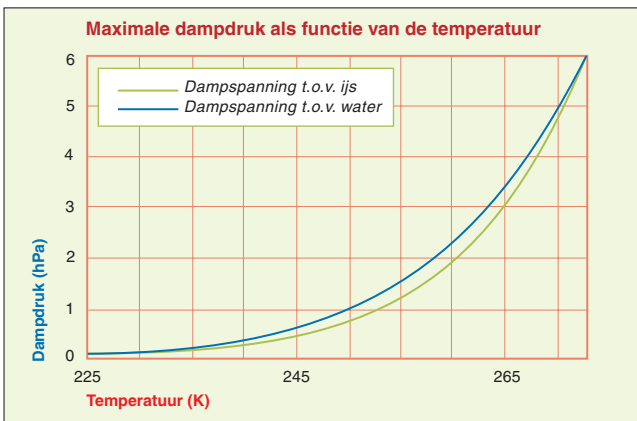
ook het dauwpunt en de dampdruk belangrijke vochtigheidsindicatoren.

Om met deze laatste te beginnen: de dampdruk (aangeduid met de letter *e*) is de kracht die door de waterdampmoleculen in de lucht wordt uitgeoefend op 1 m². De eenheid waarin we de dampdruk uitdrukken, is de Pascal (Pa). Ook de luchtdruk wordt gegeven in Pascal, al werkt men daar gewoonlijk met hectoPascal (hPa), waarbij één hPa gelijk is aan 100 Pa. De dampdruk is veel lager dan de luchtdruk en het maximum hangt af van de temperatuur, de zogenoemde verzadigingsdampspanning. Als de verzadigingsdampspanning wordt overschreden, gaat het teveel aan waterdamp condenseren en wordt zichtbaar als waterdruppeltjes.

In de figuren op pagina 72 is het verloop van de verzadigingsdampspanning van waterdamp met de temperatuur weergegeven. De grootte van verzadigingsdampspanning is afhankelijk van de temperatuur, maar ook druppelgrootte, verontreinigingen en of we te maken hebben met water of ijs spelen een rol.



Verzadigingsdampspanning als functie van de temperatuur t.o.v. water (rood) [links] en t.o.v. water (blauw) en ijs (geel) [onder].

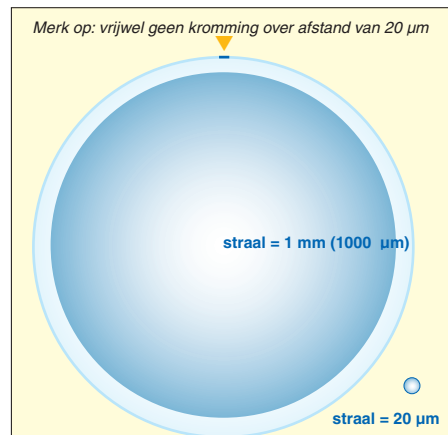
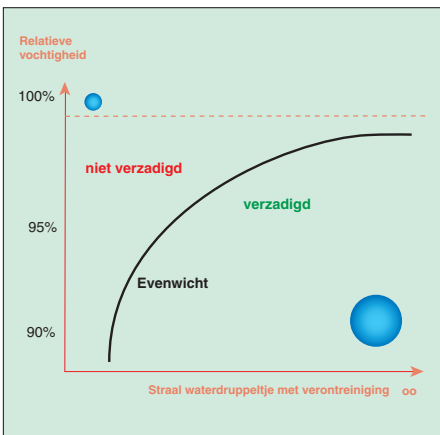
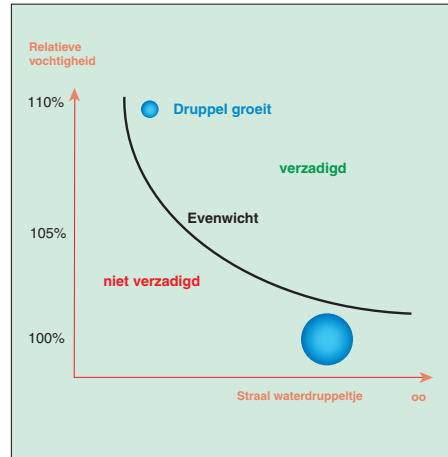


• De temperatuur

Hoe hoger de temperatuur, des te groter de verzadigingsdampspanning. Een gevolg hiervan is bijvoorbeeld dat wolken in de zomer meer vocht tot hun beschikking hebben dan in de winter; de buien zijn 's zomers daardoor zwaarder en kunnen veel meer neerslag produceren.

• De druppelgrootte

Hoe kleiner het druppeltje en dus hoe krommer het oppervlak, des te groter de verzadigingsdampspanning. Boven een vlak oppervlak treedt condensatie op bij een relatieve vochtigheid van 100%; om een begin van een wolkendruppeltje te krijgen, zijn veel hogere relatieve vochtigheden nodig, bijvoorbeeld 800%!



• Water of ijs

De dampspanning boven ijs is lager dan boven water; in de figuur boven rechts zijn dan ook twee lijnen te zien bij temperaturen onder nul; de een geldt voor vloeibaar (onderkoeld) water (blauw), de andere voor ijs (geel). Als gevolg hiervan kunnen in wolken met waterdruppeltjes en ijsdeeltjes de ijsdeeltjes gemakkelijk groeien ten koste van de waterdruppeltjes.

• De aanwezigheid van al dan niet opgeloste vreemde stoffen in het water

Deze verontreiniging heeft dampdrukverlaging tot gevolg. Het effect is soms zo sterk dat sommige vervuilde waterdruppeltjes al groeien bij een relatieve vochtigheid van minder dan 100%.

6.4 Andere vochtigheidsmaten

6.4.1 Relatieve vochtigheid

De verhouding tussen de heersende waterdampspanningen en de verzadigingsdampspanning voor de heersende temperatuur wordt relatieve vochtigheid genoemd. Ze wordt uitgedrukt in een percentage. De kromme die de verzadigingsdampspanning aangeeft in de figuren, kan ook opgevat worden als de lijn waarvoor geldt dat de relatieve vochtigheid 100% bedraagt.

Een voorbeeld: De dampspanning bedraagt op een gegeven moment 11 hPa; de temperatuur is 22 graden. Bij die temperatuur van 22 graden is de verzadigingsdampspanning 22 hPa. De relatieve vochtigheid bedraagt dan $11/22 \times 100 = 50\%$

6.4.2 Dauwpuntstemperatuur of dauwpunt (Td)

Het dauwpunt Td is die temperatuur waarbij waterdamp begint te condenseren door afkoeling van de lucht zonder dat er vocht wordt toegevoerd of afgevoerd. Bij het bereiken van de dauwpuntstemperatuur is de lucht juist verzadigd met waterdamp; de relatieve vochtigheid is dan net 100%. Denk maar aan het beslaan van brillenglazen als iemand van buiten in een warme vochtige ruimte komt. De temperatuur van de bril is dan eerst nog lager dan het dauwpunt van de lucht rond de bril, waardoor condensatie optreedt tegen de brillenglazen. De kromme die de verzadigingsdampspanning aangeeft kan ook opgevat worden als de lijn waarvoor geldt dat temperatuur en dauwpunt gelijk zijn.

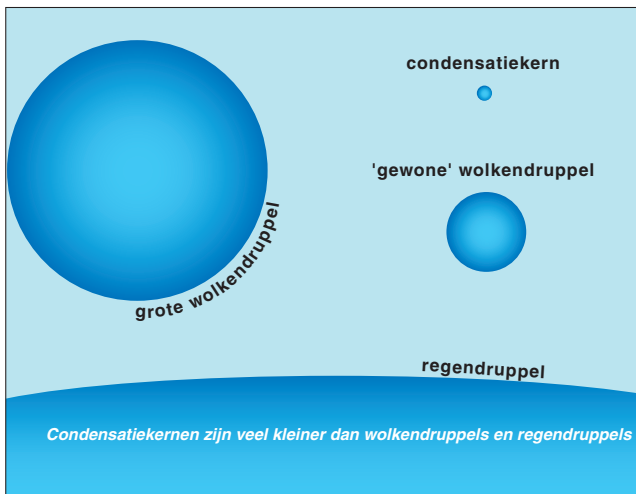
6.4.3 Natteboltemperatuur

In de vorige paragraaf hebben we gezien dat verzadiging van lucht kan optreden door afkoeling tot de dauwpuntstemperatuur; daarbij wordt geen vocht aan de lucht toegevoerd. Een tweede manier om lucht verzadigd te krijgen is door water aan de lucht toe te voeren. Dat water verdampt, waardoor de vochtigheid toeneemt. Dat verdampen kost warmte. De warmte wordt aan de lucht onttrokken; deze koelt daardoor af. Na verloop van tijd raakt de lucht verzadigd; er treedt dan condensatie op. De temperatuur waarbij dat gebeurt is de zogeheten natteboltemperatuur; deze is altijd hoger dan de dauwpuntstemperatuur. Condensatie volgens dit proces treedt in de badkamer op tijdens het douchen. Het hete water van de douche verdampt, waardoor de lucht vochtiger wordt en er tegelijkertijd afkoeling optreedt. Vrij snel wordt verzadiging bereikt. Het vocht slaat direct neer op koude voorwerpen: spiegels en ramen beslaan.

6.5 Condensatiekernen en vrieskernen

Om de waterdamp in de lucht te laten condenseren en druppelvorming te krijgen, is het niet voldoende dat de lucht verzadigd is. Er zijn tevens zogeheten condensatiekernen nodig, die het proces van druppelvorming op gang brengen. Zonder dergelijke condensatiekernen is een oververzadiging mogelijk van maar liefst 400%. Iets vergelijkbaars geldt bij bevriezing: zonder de aanwezigheid van zogeheten vrieskernen, kunnen waterdruppeltjes tot uiterlijk -40° onderkoeld zijn. Door de natuur geproduceerde condensatiekernen zijn bijvoorbeeld zeezoutkristallen, klei- en zandstof, deeltjes afkomstig van bosbranden of vulkaanuitbarstingen en gecondenseerde deeltjes van door planten geproduceerde gassen. Condensatiekernen afkomstig van menselijke activiteiten, voornamelijk industrie en verkeer, zijn bijvoorbeeld ammoniumsulfaat en druppeltjes zuren, zoals zwavelzuur en salpeterzuur. Hoge concentraties daarvan veroorzaken de milieuvriendelijke zure regen.

Vrieskernen zijn relatief vrij grote kernen met afmetingen van 5 tot 50 micrometer, die aanzienlijk minder talrijk zijn dan condensatiekernen. Vrieskernen zijn uiterst kleine splinters, afkomstig van rotsen en mineralen. Bijna alle soorten natuurlijke vrieskernen zijn het meest effectief bij temperaturen rond -12° Celcius.

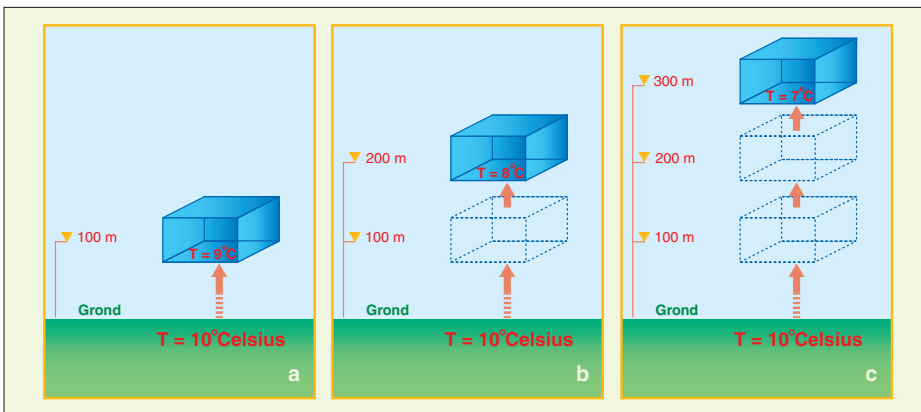


6.6 Afkoelingsprocessen in de atmosfeer

Wolkenvorming begint in het algemeen door condensatieprocessen in de atmosfeer. Daarvoor is het noodzakelijk dat lucht in voldoende mate afkoelt. De afkoeling van de lucht, zodanig dat condensatie en dus wolkenvorming optreedt, kan op de volgende manieren gebeuren:

- Door opstijging van lucht, waardoor de temperatuur van de lucht afneemt.
- Door afgifte van warmte, als gevolg van uitstraling of door contact met een koud oppervlak.
- Door menging van warme en koude lucht, waardoor de warme lucht afkoelt en er condensatie op kan treden.

De twee laatste processen leiden in het algemeen tot mistvorming en soms tot wolkenvorming; zie ook het hoofdstuk over mist. Het proces van het opstijgen van lucht leidt tot wolkenvorming en in een later stadium mogelijk tot neerslag.

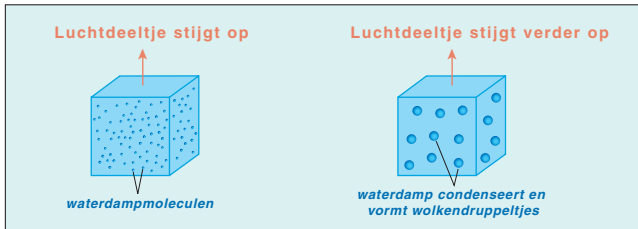


Opstijgende lucht koelt af.

6.7 Afkoeling door opstijging

In de atmosfeer neemt de druk met de hoogte af. Aan het aardoppervlak is de luchtdruk ongeveer 1000 hPa. Op ongeveer 5 km hoogte is dat nog maar de helft, namelijk 500 hPa en op 10 km hoogte is de luchtdruk ongeveer 100 hPa. Als een bel lucht opstijgt in de atmosfeer, komt ze dus op een niveau waar de luchtdruk lager is. De bel lucht zet uit, net zolang totdat de luchtdruk in de bel gelijk is aan de luchtdruk van de omgeving. Het uitzetten van de luchtbel kost

echter energie; die moet ergens vandaan komen. Er vindt in eerste benadering geen uitwisseling van warmte met de omgeving plaats, dus de benodigde energie moet uit de luchtbel zelf komen. De energie wordt in de vorm van warmte aan de luchtbel onttrokken, dus de bel koelt af. Naarmate de luchtbel verder opstijgt en hoger komt, koelt ze verder af.

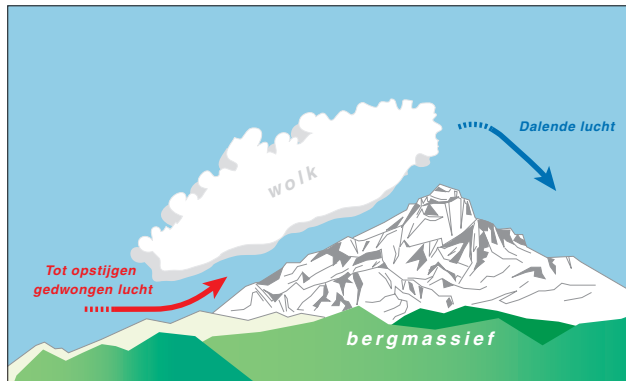


Als de lucht door opstijging voldoende is afgekoeld, raakt hij oververzadigd en treedt druppelvorming of condensatie op.

Stijgende luchtbewegingen kunnen twee oorzaken hebben:

• Gedwongen opstijging

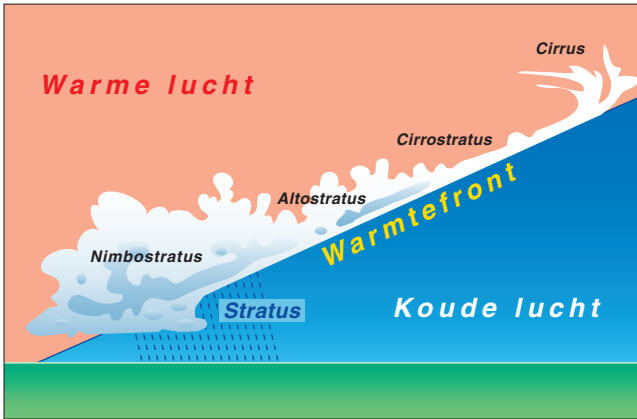
Dit gebeurt bijvoorbeeld als lucht over een gebergte heen moet. Het kan ook zijn dat twee verschillende luchtmassa's op elkaars weg komen en dat het grootschalige stromingspatroon de ene luchtsoort dwingt tegen de andere op te glijden. Dit proces



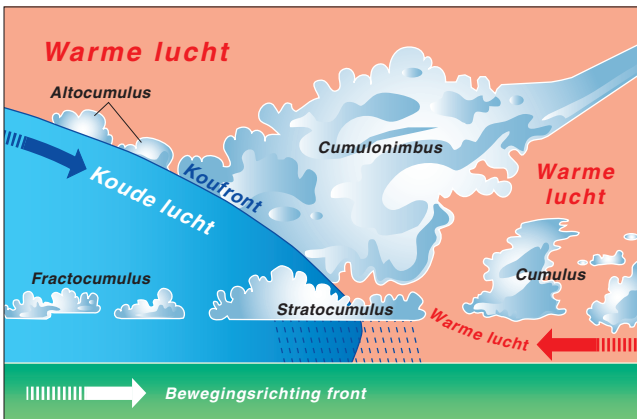
gaat in het algemeen vrij langzaam en leidt hoofdzakelijk tot gelaagde bewolking en mogelijk neerslag; zie hierover verder het hoofdstuk over neerslagproducerende weersystemen en weersituaties.

• Spontane opstijging

Dit is het geval als een luchtbel warmer is dan zijn omgeving. Door de hogere temperatuur is de dichtheid lager en dus weegt de bel wat minder dan de lucht eromheen. Er is dan een resulterende opwaartse beweging die de bel omhoog doet gaan. Dat gaat net zolang door totdat de temperatuur van de luchtbel weer gelijk is aan de temperatuur van de omgeving of lager. Door de



Warme lucht (oranje) wordt gedwongen op te stijgen tegen koudere lucht (blauw) bij een warmtefront. Daarbij vormt zich bewolking.



Warme en vochtige lucht (oranje) wordt gedwongen op te stijgen tegen koudere lucht (blauw) bij een koufront. Daarbij vormt zich bewolking, soms ook buien en onweer.

afkoeling kan oververzadiging optreden, zodat er waterdamp condenseert. Wolken die zo ontstaan kunnen een verticale uitgestrektheid hebben van honderden meters tot enkele kilometers. De snelheid waarmee luchtballen bij dit proces opstijgen, kan variëren van enkele centimeters tot enkele meters per seconde. Krijgen de zo ontstane wolken voldoende verticale afmetingen, dan zal er neerslag uit de wolk kunnen vallen. In het hoofdstuk over neerslag wordt dat nader besproken.

7. Zicht, mist en dauw

7.1 Zicht

Een van de meteorologische grootheden die elk uur gemeten en gerapporteerd worden, is het zicht. Voor veel mensen is de precieze waarde niet zo van belang, behalve in zeer dichte mist bij uitzonderlijk slecht zicht van hooguit enkele honderden meters. In de luchtvaart zijn ook andere zichtdrempels van belang, bijvoorbeeld bij het verkrijgen van toestemming om zonder instrumenten te vliegen.



7.1.1 Heiligheid, nevel en mist

Stofdeeltjes, rook, kleine waterdruppeltjes en neerslag kunnen alle zichtvermindering veroorzaken. In het geval van stofdeeltjes en industriële verontreiniging spreekt men gewoonlijk van heiligheid. Heiligheid treedt vaak op in hogedruksituaties met zonnig weer en een oosten- of zuidenwind. Onder die omstandigheden raakt de lucht van dag tot dag sterker verontreinigd. De verontreinigde lucht komt vaak aanwaaien vanuit industriegebieden als het Ruhrgebied, Wallonië of het Antwerpse havengebied.

Wanneer kleine waterdruppeltjes in de atmosfeer leiden tot zichtafname, spreekt men van nevel; het zicht mag daarbij niet onder de 1 km komen. Loopt het zicht verder terug, dan spreekt men van mist. Deze hoeft in eerste instantie niet verkeersbelemmerend te zijn. Pas bij dichte of zeer dichte mist ondervindt het wegverkeer hinder. Bij dichte mist bedraagt het zicht minder dan 200 m; bij zeer dichte mist is het zicht hooguit 50 m.

7.1.2 Meteorologisch zicht

Vroeger werd het zicht uitsluitend bepaald ‘op het oog’. Een waarnemer schatte het zicht aan de hand van geschikte kenmerkende objecten, zoals gebouwen en boomgroepen op bekende afstand. Het zicht werd in alle richtingen geschat; de laagste waarde zette de waarnemer in het weerrapport.

Tegenwoordig wordt het meteorologisch zicht veelal bepaald met instrumenten, wat de verschillende zichtwaarnemingen objectiever en beter vergelijkbaar maakt.

7.1.3 Zichtbare baanlengte (RVR) en schuin zicht (SVR)

Wanneer het zicht op een luchthaven onder de 1500 m zakt, wordt naast het meteorologisch zicht een tweede zichtwaarde gemeld: de zichtbarebaanlengte, ook bekend als de Runway Visual Range of RVR. Dit wordt gedaan omdat de landingslichten bij de baan vaak over grotere afstand te zien zijn dan het ‘normale’ zicht suggereert.

Een vlieger, die zich in de lucht bevindt, kijkt schuin naar beneden door een mistlaag of een andere laag met slecht zicht naar de naderende baan. Doordat zijn blik vlak voor de landing een langere weg door de laag moet afleggen dan wanneer hij horizontaal over de baan zou kijken, is dit schuine zicht, de Slant Visual Range (SVR) slechter dan de heersende RVR. Dat is één van de redenen waarom vliegers wel eens klagen, dat de opgegeven RVR en het meteorologisch zicht nogal afwijken van het door hen waargenomen zicht. Maar SVR's kunnen door de meteo-diensten niet gemeten worden.

7.1.4 Zicht in neerslag

Het meteorologisch zicht komt zelfs in zeer zware regen- of hagelbuien niet onder 200 m. Bij een sneeuwbuï is dat wel het geval. Wanneer de sneeuwintensiteit 5 mm/u (omgerekend naar hoeveelheid water die de sneeuw bevat) of meer bedraagt, dan kan het zicht beneden 200 m komen. In dat geval zal de gladheid in combinatie met het sterk teruggelopen zicht leiden tot gevaarlijke situaties in het verkeer.

Het zicht in regen- en sneeuwbuien kan gerelateerd worden aan de neerslagintensiteit. Bij een neerslagintensiteit van 5 mm/u is het zicht in regen gemiddeld 2500 m, in sneeuw 400 m. Voor 10 mm/u bedragen die zichtwaarden respectievelijk 1700 en 300 m.

In een hagelbui hebben de hagelstenen niet allemaal dezelfde grootte, maar er is een bepaalde verdeling van de grootte. De diameter van de meeste stenen ligt tussen de 5 en 20 mm. Het blijkt dat het teruglopen van het zicht door hagelstenen maar gering is. Het zicht in een hagelbui loopt vooral terug doordat er in een zomerse hagelbui naast hagel ongeveer een zelfde hoeveelheid regen valt.

7.2 Mist

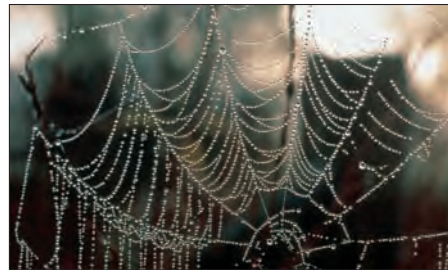
Net als wolken bestaat mist uit hele kleine waterdruppeltjes, ontstaan door het condenseren van waterdamp. Deze fijne druppeltjes zweven dicht bij het aardoppervlak in de lucht en verminderen het zicht zeer sterk. Hoe meer van die fijne druppeltjes er in de lucht zweven, des te dichter is de mist en des te kleiner de afstand waarop we nog wat kunnen zien. Mist is dus eigenlijk een wolk die laag bij de grond hangt.



Dichte mist.

7.2.1 Mist en dauw

Mist ontstaat door afkoeling van lucht tot iets onder de zogeheten dauwpuntstemperatuur, het punt waarop de waterdamp in de lucht gaat condenseren. (Het dauwpunt werd uitvoeriger besproken in het hoofdstuk over luchtvochtigheid). Een deel van het overtollige vocht slaat neer als dauw, dat zich afzet op gras, planten, overige begroeiing en allerlei voorwerpen dicht bij het aardoppervlak. Om naast dauw ook mist te krijgen,



Dauw.

moet aan extra voorwaarden zijn voldaan. Afhankelijk van de manier waarop de afkoeling tot stand gebracht wordt, onderscheidt men verschillende typen mist, die hieronder worden besproken.

7.2.2 Stralingsmist

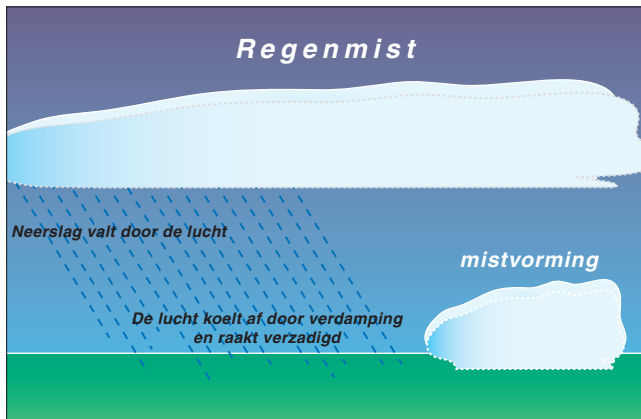
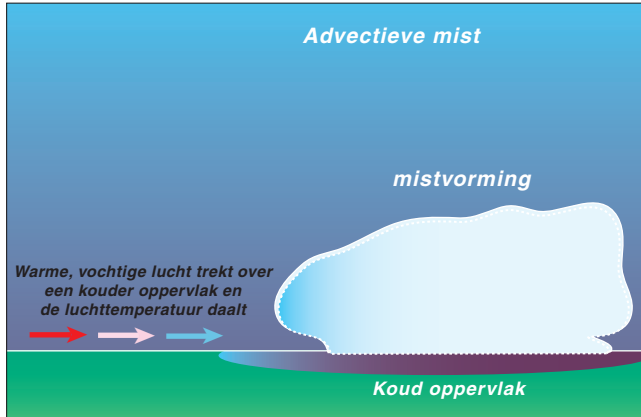
Stralingsmist ontstaat doordat de bodem warmte uitstraalt, zelf kouder wordt en vervolgens de lucht er vlak boven aan de onderkant afkoelt tot onder de dauwpuntstemperatuur. Dit proces treedt vooral op tijdens heldere nachten, als de ondergrond vrijelijk z'n warmte uit kan stralen. Is er veel bewolking aanwezig, dan koelen bodem en lucht veel minder af, zodat de kans op mist kleiner is. Voorwaarde



Stralingsmist.

voor het ontstaan van de mist is dat de afkoeling, die aan de onderkant begint, zich naar boven voortzet. Dat gebeurt alleen als de lucht dicht bij het aardoppervlak met de bovenliggende lucht gemengd wordt. Er moet dus wat wind zijn, want anders is er geen menging, zoals we zagen in het hoofdstuk over wind. Minimaal moet de windsnelheid ongeveer 1 m/s bedragen. Is de windsnelheid kleiner, dan breidt de mist zich niet naar boven uit. Het vocht slaat neer: er treedt uitsluitend dauwvorming op. Anderzijds mag er ook niet te veel wind staan, want dan is de menging weer te sterk. Het luchtlaagje dat zich het dichtst bij de bodem bevindt, wordt dan aan de onderkant weer verwarmd door de menging met de warmere, meestal tevens drogere lucht van boven en mistvorming wordt tegengewerkt. Als de windsnelheid meer dan ongeveer 3 m/s bedraagt, is stralingsmist nauwelijks nog mogelijk.

In de figuur is het ontstaan van stralingsmist schematisch weergegeven. Naarmate de afkoeling sterker is en langer duurt, wordt de laag waarin mist ontstaat, dikker en het zicht slechter. In het winterhalfjaar, als de nachtelijke uitstraling lang duurt, ontstaat zo gemakkelijk een mistlaag van een paar honderd meter dikte. De mist kan dan erg hardnekkig zijn; de zon mist in die tijd van het jaar namelijk de kracht om de mist op te ruimen. In het zomerseizoen duurt de nachtelijke uitstraling niet zo lang en ontstaat er maar een dun laagje mist, dat na zonsopkomst weer snel oplost. Deze grondmist is hooguit 2 m dik en treedt vaak op boven weilanden, waar het vochtig is en snel afkoelt; de mist drijft met wat wind soms de weg op. Plaatselijk kunnen de mistbanken zeer dicht zijn.



7.2.3 Advection mist

Mist kan ook ontstaan als tamelijk warme en vochtige lucht over een koud oppervlak stroomt en daarbij afkoelt tot onder het dauwpunt. De lucht raakt verzadigd met waterdamp, die dan gaat condenseren: er ontstaat mist.

Omgekeerd kan ook koude lucht over een warm wateroppervlak stromen. Het verdampende water maakt de binnenkomende lucht vochtiger. Als voldoende vocht wordt toegevoerd, treedt condensatie en mistvorming op. Boven sloten, meren en rivieren kan op deze wijze mist ontstaan (zie foto pagina 84). De koude lucht is vaak afkomstig van het omliggende land. Na zonsondergang daalt de temperatuur daarboven veel sneller dan boven water. De koude lucht is zwaarder en zakt naar beneden, naar het lager gelegen water. De mist die op deze manier ontstaat noemen we slootmist en treedt vooral op in het najaar en voorjaar; hij is dan 's avonds vaak fraai te zien.

Advectieve mist die boven een koude zee ontstaat kan erg dik zijn en heet ook wel zeemist. De wind blaast deze mist soms ook het land op. Na een koude periode met ijsvorming in het IJsselmeer doet dit verschijnsel zich ook voor in Flevoland en Friesland. De westen- of zuidwestenwinden voeren dan zachte, vochtige lucht aan die boven het ijs afkoelt tot onder het dauwpunt. De mist is hardnekkig en handhaaft zich zelfs bij windkracht 5 of 6. Ook in een met verse sneeuw bedekt landschap kan op deze wijze mist ontstaan, evenals na een dooiaanval bij een aanvoer van warme, vochtige lucht over een koud landoppervlak. In de bovenste figuur op pagina 83 is het ontstaan van advectieve mist geschetst.



Sloot- of kanaalmist.

Wanneer stralingsmist met de heersende luchtstroming mee van de plaats waar hij zich heeft gevormd naar elders wordt gevoerd, spreekt men eveneens van advectieve mist. Zulke mist kan Nederland bijvoorbeeld bereiken vanuit Frankrijk. Als daar een hogedrukgebied ligt, kan er zich 's nachts mist vormen. Een stroming uit zuid tot zuidwest voert deze mist vervolgens in de loop van de ochtend over België naar ons land.

7.2.4 Regenmist en frontale mist

Regenmist ontstaat als er regen naar beneden valt die geheel of gedeeltelijk verdampt in de lucht waar hij door valt. De warmte die daarvoor nodig is, wordt aan de lucht onttrokken; deze koelt daarbij af en kan, mede door de toevoer van vocht van de verdampende neerslag, oververzadigd raken. Dit misttype treedt soms op bij fronten en op andere grenzen tussen twee luchtsoorten met verschillende temperatuur en vochtigheid die in een smalle zone gemengd worden. In deze gevallen spreken we meer van frontmist. De frontale mist lijkt veel op laaghangende bewolking, die tot op de grond zakt en waarin het zicht heel slecht is. Regenmist en frontmist zijn gewoonlijk niet gevaarlijk voor het verkeer.

7.2.5 Rijp, ruige rijp en witte dauw

Mist en dauw kunnen zich ook vormen bij temperaturen onder het vriespunt. In dat geval zet er zich geen dauw af, maar rijp. De ijskristallen die zich afzetten op gras, begroeiing en voorwerpen aan het aardoppervlak, geven deze een witte tint.

Soms daalt de temperatuur pas onder nul als er zich al dauw heeft gevormd. De dauwdruppels bevriezen dan en krijgen daarbij een witte tint; het verschijnsel heet witte dauw.

De waterdruppeltjes die de mist vormen zijn bij een luchttemperatuur onder nul gewoonlijk onderkoeld. Ze bevriezen pas als ze in aanraking komen met voorwerpen. In dat geval spreekt men van ruige rijp. De ruige rijp groeit verder aan naarmate de situatie met onderkoelde mist langer voortduurt; de aangroeirichting is tegen de wind in.



Ruige rijp.

7.3 Gedrag van mist

Zeemist en frontale mist zijn bijna onafhankelijk van de windkracht. Zelfs bij windkracht 5 tot 6 kunnen deze misttypen nog ontstaan. Ook aanwezigheid van bewolking speelt nauwelijks een rol. Bij de misttypen waarbij straling een grote rol speelt, werkt het mechanisme veel subtieler.



Weinig wind en heldere hemel bevorderen het ontstaan ervan. Veel wind en bewolking werken het ontstaan tegen. Daarnaast is ook de bodemgesteldheid van belang. Zo straalt zand bijvoorbeeld makkelijk warmte uit en het bovenste laagje van de zandgrond wordt daardoor snel kouder. Water verliest zijn warmte veel langzamer en vult het verlies van onderen aan. Boven water ontstaat dan ook geen stralingsmist.

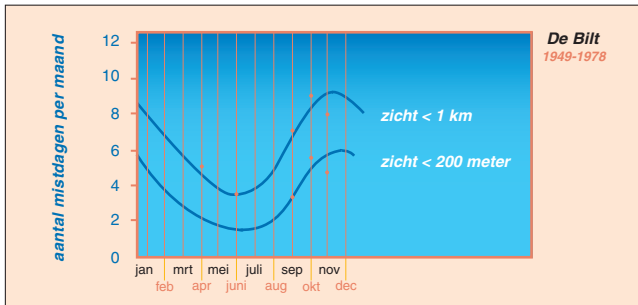
7.3.1 Mist op de Noordzee

Vanzelfsprekend bevordert een watervlakte in de buurt mistvorming wel; het verdampende water maakt de vochtigheid van de lucht veel hoger, zodat minder afkoeling nodig is voor het ontstaan van mist. Al deze factoren verschillen van plaats tot plaats erg sterk; bewolking en wind veranderen van uur tot uur. Het maken van een verwachting van plaats en tijd van stralingsmist is daardoor een moeilijke zaak. Mist verdwijnt alleen maar weer door opwarming of door menging met veel drogere lucht.

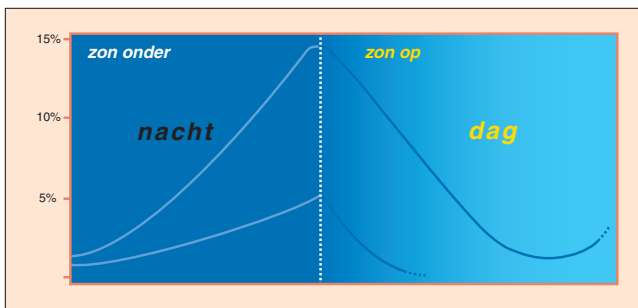
Heeft zich eenmaal een laag mist gevormd, dan kan deze zich heel goed handhaven, ook bij hogere windsnelheden. Toename van bewolking verhindert verwarming door de zon en bevordert dan juist het aanhouden van de mist. Tijdens het ontstaan van de mist, is er uitwisseling van warmte met bovenliggende luchtlagen. Is de mistlaag eenmaal goed ontwikkeld, dan wordt die uitwisseling moeilijker. Ook bij een krachtiger wind blijft die uitwisseling dan vaak slecht, zodat de mist niet zo gemakkelijk meer ver-



dwijnt. De wind verplaatst het mistveld dan alleen maar. Toename van de wind heeft meestal wel het effect dat de mistlaag zelf beter gemengd wordt; plekken met de dichtste mist verdwijnen daardoor.



Frequentie van mist en dichte mist, De Bilt (boven), en dagelijkse gang van mist (onder).



7.3.2 Jaarlijkse en dagelijkse gang van mist

In de figuur boven is het gemiddeld aantal dagen met mist voor midden-Nederland over het jaar weergegeven. De onderste kromme geeft het aantal dagen met dichte mist (zicht minder dan 200 m) weer. Direct valt op dat in de periode van oktober tot en met januari de kans op mist het grootst is. Dit is het echte mistseizoen. In de zomermaanden is de kans op mist veel kleiner. Ook is de duur van de mist veel korter. In de zomer verdwijnt de mist meestal snel na zonsopkomst, door de sterke zonnestraling. De duur van de mist is dan ook beperkt tot zo'n drie uur en dichte mist tot ongeveer twee uur; veel langer duurt de mist 's zomers bijna nooit. In het mistseizoen daarentegen duurt de mist gemiddeld een uur of zes en dichte mist een uur of vier; er komen in deze periode echter grote afwijkingen voor. Geregeld gebeurt het dat de mist overdag helemaal niet verdwijnt en ook nauwelijks dunner wordt.

In de figuur bovenonder is het verloop van de kans op mist op een dag geschetst. We zien heel fraai dat als de zon in de avond net onder is en de uit-

straling begint, de kans op mist snel begint toe te nemen. Ook de dikte van de mist neemt toe naarmate de afkoeling groter is. De kans op mist is dus het grootst vlak voor zonsopkomst. De mist is dan ook het dichtst. Na zonsopkomst, als de zonnestraling snel sterker wordt, neemt de kans op stralingsmist snel af. De figuur geeft een gemiddelde weer en er is geen rekening gehouden met andere effecten, zoals toenemen van de wind en dergelijke. Desondanks geeft deze figuur een heel aardig beeld van het verloop van mist en is in de praktijk goed te hanteren. Dat de kans op mist in Nederland in herfst en winter veel groter is dan in het voorjaar, terwijl de zon dan toch even laag aan de hemel staat, hangt samen met de temperatuur van het oppervlaktewater. Die ijlt namelijk na vergeleken met de zonnestand. In de herfst is het water nog warm en koelt maar langzaam af. Het warme water verdampt makkelijker en er ontstaat eerder mist. In het voorjaar is het water afgekoeld en warmt maar langzaam op. Het koude water verdampt moeilijker; vandaar dat de kans op mist in dat jaargetijde kleiner is.

7.4 Typische mistsituaties

In de praktijk is het maken van een verwachting voor mist heel moeilijk, niet alleen voor een bepaalde locatie, maar ook op landelijke schaal. Weersverwachtingen gaan op dit punt geregeld figuurlijk de mist in. Dat neemt niet weg dat er wel degelijk een aantal typische weersituaties is aan te geven waarbij de kans op mist relatief groot is. Het onderkennen van dergelijke situaties geeft je het voordeel dat je meer verdacht bent op mist en er minder snel door overvallen wordt. We zetten die situaties eens op een rij.

7.4.1 Hogedrukgebieden

Hogedrukgebieden zijn uitstekende 'broedplaatsen' voor mist. Ze gaan vaak vergezeld van een heldere hemel en weinig wind, een ideale uitgangssituatie voor een sterke nachtelijke uitstraling. Bovendien is bij hogedrukgebieden vaak een zogeheten inversie aanwezig; zo'n luchtlaag in de atmosfeer waar de temperatuur toeneemt met de hoogte, maakt uitwisseling tussen de luchtlagen eronder en erboven vrijwel onmogelijk. Het weer speelt zich onder die omstandigheden af in de onderste paar honderd meter van de dampkring. Deze laag wordt door verdamping, verkeer, verwarming van huizen en gebouwen en industriële processen steeds vochtiger en vuiler; soms vormt zich zogeheten smog. Vooral in de wintermaanden spelen inversies bij het optreden van mist een belangrijke rol. In het zomerseizoen treden in hogedruk-situaties geregeld lokale mistbanken op, die plaatselijk erg dicht kunnen zijn. Na

zonsopkomst verdwijnen ze snel. In het mistseizoen geeft de aanwezigheid van een hogedrukgebied vaak aanleiding tot mist die zich heel lang, soms de hele dag of zelfs dagenlang, kan handhaven. Als het hogedrukgebied afkomstig is uit het zuidwesten van de oceaan, is het al gevuld met vrij vochtige subtropische lucht. Boven land ontstaat bij zo'n hogedrukgebied bij heldere hemel door de nachtelijke afkoeling dan bijna altijd mist. Blijft het hogedrukgebied in de buurt, dan kan de mist zich dagenlang handhaven. Een aanwijzing voor de meteoroloog is vaak dat omringende landen al iets eerder mist melden. Niet elk hogedrukgebied gaat van mist vergezeld. Zo bevat een hogedrukgebied dat komt aanzetten uit Rusland of Scandinavië, vaak veel drogere lucht en de kans op mist is dan kleiner. Wel kan er, als het hogedrukgebied enkele dagen in de buurt blijft, na een paar dagen mist ontstaan door steeds verdere afkoeling van de lucht en door het toenemen van de luchtvochtigheid door verdamping, industrie enzovoort. Plaatselijk kunnen weer enorme verschillen optreden. Ook verplaatst de wind vaak hele mistvelden over grote afstand. Dit soort situaties wordt in het algemeen redelijk goed aangekondigd. Advectieve mist ontstaat geregeld in het najaar als er een hogedrukgebied boven de Britse Eilanden ligt. De noordenwind die dan waait, voert koude polaire lucht aan, die boven de nog warme Noordzee steeds vochtiger wordt. Dat vocht blijft in de onderste laag opgesloten en de hoeveelheid vocht neemt steeds verder toe. Het wordt vooral in de kustgebieden steeds mistiger. Aan mistsituaties veroorzaakt door hogedrukgebieden in het mistseizoen, komt pas een einde als de hogedrukgebieden wegtrekken en plaatsmaken voor depressies.

7.4.2 **Trekhoog**

Mist komt vaak voor bij het overtrekken van een hogedrukgebied of een rug van hoge luchtdruk, vlak voor een depressie. In dit type situaties zie je heel vaak dat bewolking die overdag aanwezig is, 's avonds rond zonsondergang heel snel oplost, waarna het heel helder wordt. De wind valt weg en er is een ideale situatie ontstaan voor een sterke nachtelijke uitstraling. Dergelijke zogeheten trekhogen en ruggen van hoge luchtdruk die voorafgaan aan een depressie, komen meestal vanuit het westen. Boven de Noordzee wordt de lucht dan vochtiger en boven land ontstaat 's nachts mist. Lokaal zijn de verschillen zeer groot. Op sommige plaatsen blijft het helder, andere plaatsen zitten al snel potdicht van de mist. Door het snelle overtrekken van deze systemen duren deze situaties meestal niet langer dan ongeveer een halve dag; daarna neemt de wind op de nadering van de volgende depressie zo sterk toe, dat de mist verdwijnt. Het wel of niet ontstaan van mist in deze situaties hangt

sterk af van de precieze ontwikkeling van de lokale weersituatie. Vooral de mate waarin de bewolking oplost en de tijd waarop de rug overtrekt zijn bepalend.

7.4.3 Frontpassages

Sommige warmtefronten gaan in voorjaar en voorzomer vergezeld van mist, zelfs als er een vrij stevige wind staat. Als een warmtefront vanuit het zuidwesten nadert, dan is de lucht achter het warmtefront erg vochtig en warm. Boven het koude water van Het Kanaal en de Noordzee, maar ook boven het koude IJsselmeer, treedt dan afkoeling en mistvorming op. Door menging in de omgeving van het warmtefront, kan de mist al voor de warmtefrontpassage aanwezig zijn. Soms verdwijnt de mist een eind achter het front; we hebben dan te maken met frontale mist. Het gebeurt echter ook dat de mist zich overal in de warme lucht voordoet en pas optrekt als de warme lucht tijdens een volgend frontpassage wordt verdreven en er drogere lucht binnenstroomt. We kunnen dan beter van advectieve mist spreken.

7.4.4 Land-zeecirculaties

Het komt geregeld voor dat mist die zich boven zee gevormd heeft, zich verplaatst naar het land en omgekeerd. Juist een situatie met land- en zeewind (zie het hoofdstuk over de nachtelijke grenslaag), die in voorjaar en voorzomer geregeld voorkomt, bevordert dit. Helder weer en weinig wind zijn dan gunstig voor het ontstaan van land- en zeewind en voor mist. Overdag voert de zeewind de mist van zee naar de kust en het land op. 's Nachts draait de circulatie om en tegen de ochtend voert de landwind mist van het land naar zee. Vooral vlak aan zee kan men dan lang last hebben van de mist, die ook plaatselijk wel boven de duinen of zelfs verder landinwaarts kan blijven hangen.

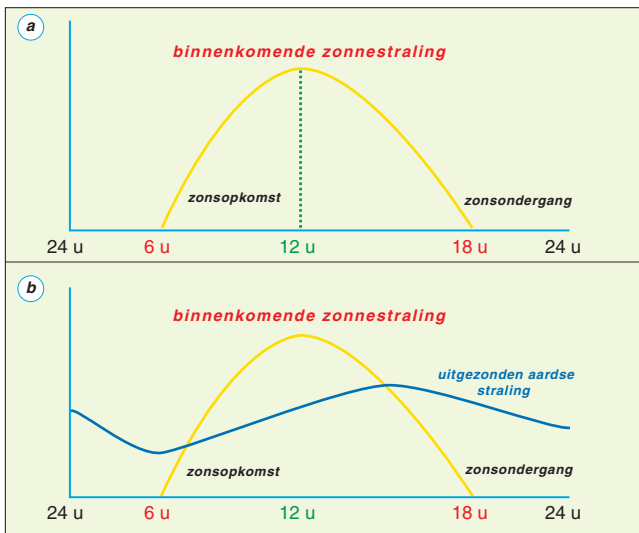
8. Dagelijkse gang

8.1 Inleiding

Evenals eb en vloed een dagelijks ritme vertonen, veranderen ook temperatuur, wind en bewolking volgens een dagelijks patroon. Deze veranderingen van de verschillende grootheden hangen onderling samen. In dit hoofdstuk wordt het dagelijkse ritme van die weerelementen behandeld.

8.2 Gang van de zonnestraling en de aardse straling

In het hoofdstuk over warmte, straling en temperatuur is aan de orde geweest dat zowel de zonnestraling als de aardse straling een belangrijke invloed heeft op het weerverloop van elke dag. Naarmate de zon hoger aan de hemel staat, wordt meer zonnestraling ontvangen. Dus vanaf zonsopkomst neemt de hoeveelheid zonnestraling toe, bereikt haar maximum rond het middaguur om vervolgens weer af te nemen als de zon geleidelijk lager komt te staan. Gedurende de nachtelijke uren, als het donker is en de zon onder is, wordt geen directe zonnestraling ontvangen. In de winter staat de zon in Nederland laag aan de hemel, zodat veel minder straling binnenkomt dan in de zomer. Verder is de daglengte veel korter: ongeveer 8 uur tegen 's zomers zo'n 16 uur; ook



Dagelijkse gang van de inkomende zonnestraling (geel).

Dagelijkse gang van de inkomende zonnestraling (geel) en van de door de aarde uitgezonden straling (blauw).

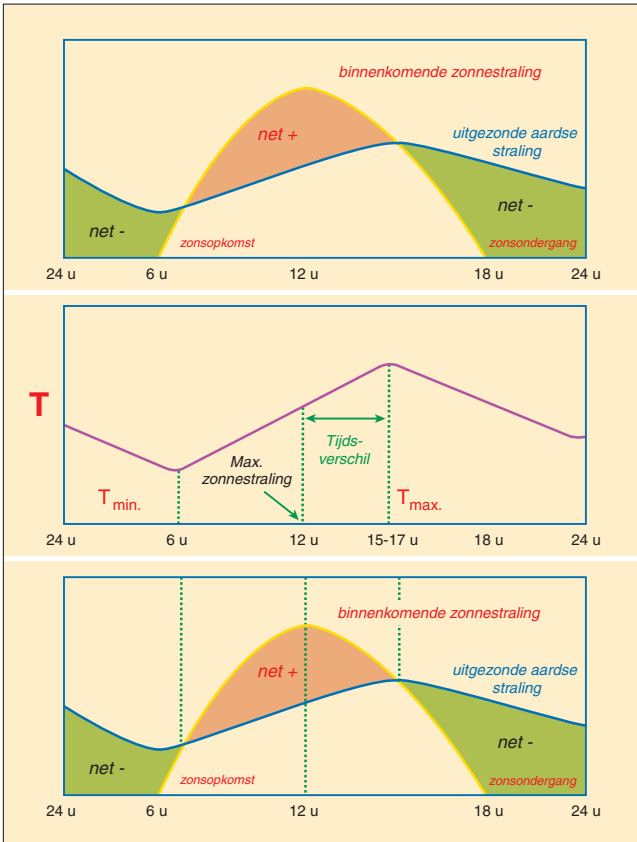
daardoor wordt er veel minder straling ontvangen. In de figuren is het dagelijkse verloop van de hoeveelheden zonnestraling die het aardoppervlak bereiken op een heldere dag weergegeven; tevens is de dagelijkse gang van de door de aarde uitgezonden warmtestraling aangegeven.

8.3 **Uitstraling door de aarde**

Het aardoppervlak krijgt niet alleen warmtestraling van de zon, maar straalt zelf ook warmte uit; die uitstraling vindt zowel overdag plaats als 's nachts. De hoeveelheid uitstraling hangt af van de temperatuur; de temperatuur wordt daarbij uitgedrukt in K (Kelvin; de temperatuur in Kelvin = temperatuur in graden C +273). Men noemt een temperatuur uitgedrukt in K de absolute temperatuur; we zijn dit begrip ook al tegengekomen in hoofdstuk 2. Hoewel naar onze ervaring de temperatuur in de loop van de dag sterk verandert, zijn die veranderingen ten opzichte van de waarde van de absolute temperatuur maar klein. Daarom verandert de door het aardoppervlak uitgestraalde warmte in de loop van de dag en nacht weinig; ook van seizoen tot seizoen zijn de veranderingen niet groot.

8.4 **Dagelijkse gang van de temperatuur**

In het hoofdstuk over warmte, straling en temperatuur werden verscheidene temperaturen onderscheiden, zoals die van de lucht op de standaardwaarneemhoogte van 1.5 m boven de grond, de luchttemperatuur dicht bij de grond (grasminimumtemperatuur) en de wegdektemperatuur. Tevens kwam de invloed van de wind en bewolking op het temperatuurverloop aan bod. Gemakshalve wordt ervan uitgegaan dat de wind en de bewolking gegeven grootheden zijn. In werkelijkheid heeft de temperatuur echter een grote invloed op de veranderingen van de wind in de loop van de dag; de veranderingen in bewolking en luchtvochtigheid gedurende dag en nacht hangen eveneens af van het temperatuurverloop. Er is dus een ingewikkelde wisselwerking tussen de verschillende grootheden. Om te begrijpen hoe die wisselwerking plaatsvindt, moeten we onderscheid maken tussen warme massa en koude massa. We spreken van koude massa als de temperatuur van de lucht op 1,5 m hoogte lager is dan die van het aardoppervlak; is het omgekeerde het geval dan hebben we te maken met warme massa.



Dagelijkse gang van de temperatuur (rood), de inkomende zonnestraling (geel) en van de door de aarde uitgezonden straling (blauw). Doordat er ook na het middaguur nog meer straling binnenkomt dan er verdwijnt, duurt de opwarming de eerste helft van de middag gewoon voort, ook al staat de zon niet meer op het hoogste punt.

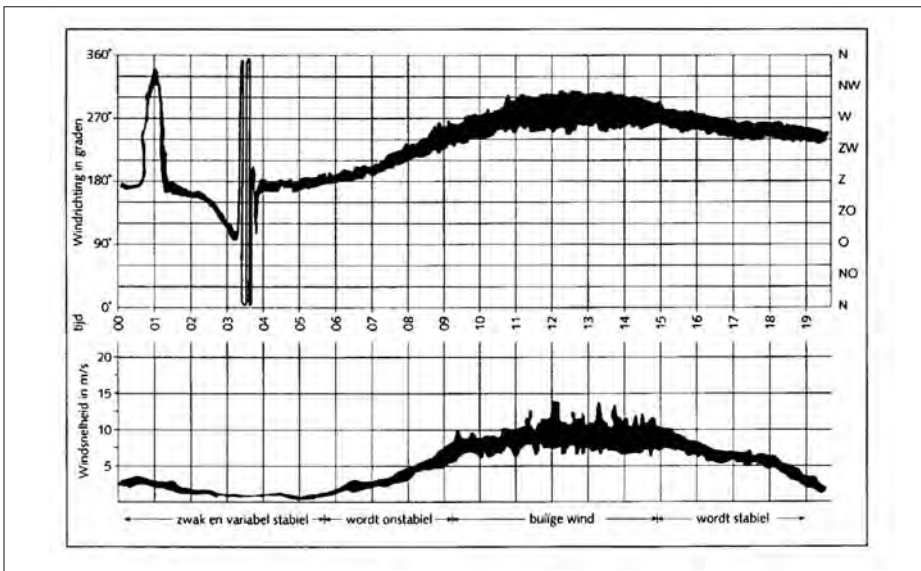
8.5 Invloed op massakarakter

Eigenlijk is het massakarakter een eigenschap van de luchtsoort; de temperatuur van de lucht is in een bepaalde luchtsoort namelijk een tamelijk vast gegeven. De temperatuur van het aardoppervlak is dat echter niet; daardoor kan het aardoppervlak het karakter van een luchtsoort veranderen. Juist de zonnestraling en de aardse straling hebben een grote invloed op de temperatuur van het aardoppervlak en daarmee ook op het massakarakter van de lucht. Op dagen met veel bewolking wordt zowel de instraling van de zon als de uitstraling door de het aardoppervlak getemperd. Op die dagen verandert er dan ook niet zoveel in het massakarakter van de lucht. Op wolkenloze dagen of dagen met weinig bewolking hebben de zonnestraling en aardse straling daarentegen een grote invloed op het massakarakter van de lucht; vaak verandert het karakter in de loop van de dag: overdag is de temperatuur van het aardoppervlak hoger dan de temperatuur van de lucht en is er sprake

van koude massa; in de avond en nacht zakt de temperatuur van het aardoppervlak onder die van de lucht en verandert de lucht van koude massa in warme massa. Wind en bewolking zijn op hun beurt weer gekoppeld aan het massakarakter, zoals in de volgende paragrafen zal blijken.

8.6 Dagelijkse gang van de wind

Overdag neemt de lucht boven het door zonnestraling sterk opgewarmde aardoppervlak gemakkelijk de eigenschappen aan van koude massa. In die koude massa kunnen luchtbellens die aan het aardoppervlak ontstaan en die wat warmer zijn dan hun omgeving, loslaten en opstijgen. De lucht wordt daardoor sterk turbulent en de wrijving neemt af. Daardoor neemt de gemiddelde windsnelheid toe. Naarmate de zon hoger komt, wordt het temperatuurverschil tussen lucht en aardoppervlak groter en neemt de turbulentie verder toe. Vooral als het niet te hard waait, is de dagelijkse gang van de wind duidelijk te zien: in de loop van de ochtend neemt de windsnelheid geleidelijk toe en wordt de wind tegelijkertijd vlageriger. Rond de middag, als de zon op z'n hoogst staat, is de wind ook op z'n sterkst. Als in de namiddag de zon zakt,

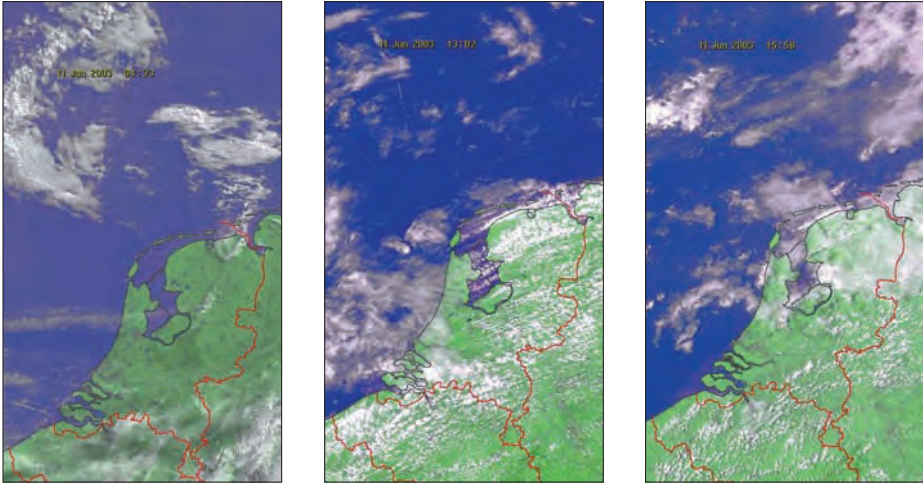


Registratie van de windrichting (boven) en windsnelheid (onder) op een heldere dag; de tijd loopt van 00.00 tot 20.00 uur. De windrichting is gegeven in graden ten opzichte van het geografisch noorden.

neemt de wrijving weer toe en neemt de windsnelheid geleidelijk af. In het zomerhalfjaar zien we heteluchtballonnen vaak profiteren van die windafname later in de middag. Rond zonsondergang, als de zonnestraling nog maar weinig voorstelt en de afkoeling door uitstraling op gang komt, verandert het massakarakter van koude in warme massa. In warme massa wordt de turbulentie van de wind sterk onderdrukt. De wrijving neemt toe en de wind zwakt af. Vooral in de winter kan de wind na zonsondergang vrijwel helemaal wegvallen en wordt het zo goed als windstil. De nachtelijke afkoeling zet dan sterk door. Dergelijke situaties zijn het meest uitgesproken als er gemiddeld windkracht 3 tot 4 staat; de wind kan dan 's avonds bijna geheel wegvallen. Dit komt nogal eens voor als depressies en hogedrukgebieden niet veel van plaats veranderen. De wisselwerking tussen de temperatuur van het aardoppervlak en de wind is nu ook duidelijk. Overdag voert de turbulentie van de wind de warmte van het aardoppervlak af, zodat de temperatuur daarvan niet al te sterk oploopt. De temperatuur op haar beurt regelt de sterkte van de turbulentie. Er stelt zich een evenwicht in tussen opwarming en turbulentie. 's Nachts is de wisselwerking er ook, maar nu in omgekeerde richting. Zolang er nog wat wind is en de bodem een lagere temperatuur heeft dan de lucht erboven, voert de wind warmte toe aan het aardoppervlak en is de afkoeling minder sterk. Naarmate de afkoeling echter doorgaat, neemt de wind ook verder af en wordt de afkoeling versterkt. Valt de wind geheel weg, dan houdt de warmtetoevoer zelfs op; het aardoppervlak koelt nog weer sterker af. Of de wind wel of niet wegvalt, hangt vaak van kleinigheden af; het evenwicht dat ontstaat tussen wind, bewolking, temperatuur, vochtigheid van de lucht en uitstraling is erg subtiel.

8.7 Dagelijkse gang van de bewolking

Naarmate de temperatuur van het aardoppervlak stijgt, wordt het koudemassakarakter sterker en de lucht dus turbulenter. Dit maakt dat luchtbellens steeds gemakkelijker los kunnen laten van het aardoppervlak en ook dat ze vaak een stuk warmer zijn dan hun omgeving. De temperatuurverschillen tussen luchtbel en omgeving ontstaan veelal door kleine verschillen in de aard van het aardoppervlak. Zolang die bellens lucht warmer blijven dan hun omgeving, stijgen ze verder omhoog. Een bel lucht koelt tijdens het opstijgen weliswaar af, maar juist doordat in koude massa de temperatuur met de hoogte sterk afneemt, blijft de bel gemakkelijk warmer en kan vaak tot grote hoogte doorstijgen. Als de lucht vochtig genoeg is en de bel ver door stijgt, zal ze op zeker moment afgekoeld zijn tot de dauwpuntstemperatuur; er treedt



Nederland is in de ochtend vrijwel onbewolkt (figuur links, ca. 06.30 u zomertijd). In de loop van de dag ontstaan stapelwolken (midden, ca 15.00 u), die later geleidelijk weer verminderen (rechts, ca. 18.00 u). De stapelwolken zijn geordend in zogeheten wolkenstraten. Beeldbewerking: DLR, Oberpfaffenhofen, Duitsland.

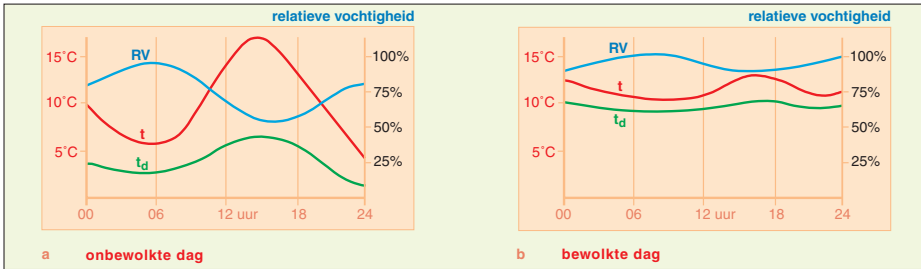
dan condensatie en wolkenvorming op. De zo ontstane stapelwolken hebben flinke verticale afmetingen. Vaak zien we dat gebeuren op een heldere ochtend. Als de zon net op is, is er nog geen wolkje aan de lucht. Door het oplopen van de temperatuur stijgen steeds meer bellen op en komen ze ook steeds hoger. De lucht in Nederland komt vaak van over zee en bevat voldoende vocht om na afkoeling door opstijging wolkenvorming te doen plaatsvinden. Meestal ontstaan in de loop van de ochtend de eerste wolken en binnen een uur daarna is de hemel voor een groot deel bedekt met cumuluswolken. Die bewolking onderschept echter op haar beurt een belangrijk gedeelte van de zonnestraling, zodat het aardoppervlak minder opgewarmd wordt. Dat remt de wind en stopt verdere wolkenvorming. Er ontstaat een evenwicht. Als de wolken hoog genoeg worden, kunnen er buien ontstaan. Wanneer in de middag de zon lager aan de hemel komt, daalt de temperatuur van het aardoppervlak; ook de wind neemt af. Bellen lucht krijgen het steeds moeilijker om van het aardoppervlak op te stijgen. Geleidelijk zakt de bewolking in en vooral in de winter zien we vaak dat het rond zonsondergang weer helemaal helder wordt. Ook eventueel aanwezige buien lossen op en verdwijnen. Of de bewolking helemaal oplost of niet, hangt vaak af van de sterkte van het koudemassakarakter van de lucht en ook van de windsnelheid.



Dagelijkse gang van de bewolking. In de ochtend (ca. 10.00 u plaatselijke tijd) is er eerst weinig bewolking (linksboven). Rond het middaguur is de bewolking al toegenomen (rechtsboven). In de middag, rond 02.00 uur plaatselijke tijd, begint het er zelfs wat dreigend uit te zien (links-onder). Later in de middag, rond 04.00 uur, wordt de bewolking minder en vallen er grotere gaten blauw (rechtsonder).

8.8 **Dagelijkse gang van de vochtigheid**

De wind voert overdag niet alleen warmte af van het aardoppervlak; er vindt ook vochtafvoer plaats. 's Nachts worden warmte en vocht naar het afgekoelde aardoppervlak toegevoerd. Het onttrekken van vocht aan het aardoppervlak kost warmte: verdampingswarmte. Naarmate het aardoppervlak vochtiger is, zal daarvoor meer warmte nodig zijn; dat werkt overdag een temperatuurstijging tegen. Bij een natte ondergrond zal de temperatuurstijging op die manier eerst beperkt blijven, totdat alle vocht verdampt is; pas daarna kan alle zonnestraling gebruikt worden voor verwarming. Doordat de temperatuur van de lucht vervolgens sterk kan oplopen, neemt de relatieve vochtigheid van de lucht in de loop van de ochtend wat af, om in de middag, als de temperatuurstijging tot staan komt, weer toe te nemen. 's Avonds en 's nachts wordt op zeker moment, als de afkoeling sterk genoeg is en de lucht voldoende vochtig, de temperatuur gelijk aan de dauwpuntstemperatuur;



Dagelijkse gang van de temperatuur, de relatieve vochtigheid en het dauwpunt op een onbewolkte dag (links) en een bewolkte dag. Rond het tijdstip van de maximumtemperatuur is de relatieve vochtigheid het laagst, rond zonsopkomst, als de temperatuur ongeveer de laagste waarde heeft, is de relatieve vochtigheid het hoogst.

vanaf dat tijdstip treedt verzadiging op van de lucht. Bij verdere afkoeling zal dan dauw optreden en mogelijk mist ontstaan; eventuele mist wordt afhankelijk van de verdere afkoeling meer of minder dicht. Ook hier beïnvloedt het vocht zelf het proces sterk. Bij condensatie komt namelijk warmte vrij, die de afkoeling juist weer tegenwerkt. Soms treedt er niet alleen een warmtestroom op van de lucht naar de bodem, maar tevens een vochttransport. Daardoor wordt het juist in de onderste laag van de atmosfeer vochtig. In het algemeen zal in deze situatie het vocht neerslaan als dauw op bodem, begroeiing en voorwerpen.

8.9 Lokale effecten

De dagelijkse gang kan van plaats tot plaats grote verschillen vertonen. De invloed van het terrein en de bodemgesteldheid (vochtigheid en stralingseigenschappen) zijn juist onder de omstandigheden van rustig weer met een sterke dagelijkse gang goed merkbaar. Daardoor komen er bijvoorbeeld vooral in het voorjaar en najaar veel plaatselijke mistbanken voor en niet zoveel grote aaneengesloten mistgebieden. Hetzelfde geldt bijvoorbeeld voor het optreden van gladde wegen door bevriezing.

9. Bewolking

9.1 Inleiding

De hemel toont vrijwel elk moment weer een andere aanblik. De bewolking is voortdurend aan verandering onderhevig. Wolken komen dan ook voor in talrijke, verschillende vormen. Ze vormen een afspiegeling van luchtstromingen in de atmosfeer en van natuurkundige processen die daarin plaatsvinden. Zo is bijvoorbeeld direct uit het aanzien van een wolk af te leiden of hij vloeibaar water bevat of ijskristallen.

We kunnen verschillende wolkentypen onderscheiden door te letten op hun kenmerken. Zo zijn er wolken die in de hoogte (verticaal) lijken te groeien terwijl andere juist meer horizontaal uitgespreid zijn. Ook valt er uit sommige wolken neerslag, terwijl dit bij andere wolken juist niet het geval is. In alle gevallen is de stabiliteit van de atmosfeer van belang op de hoogte waar de bewolking voorkomt of ontstaat.

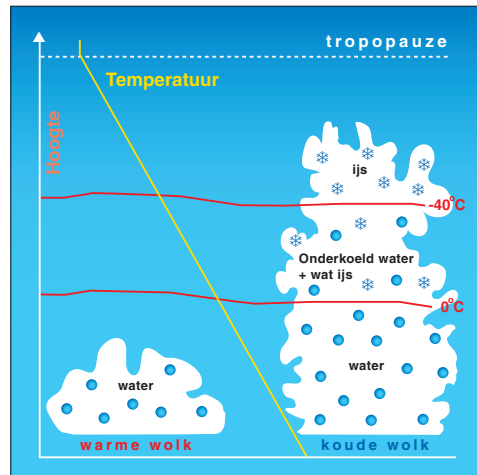
Willen we bewolking gaan herkennen dan is het belangrijk om allereerst naar het aanzien van de wolk te kijken. Dit aanzien is afhankelijk van een aantal factoren:

- De samenstelling: water of ijs; zie 9.2.
- De horizontale en verticale afmetingen van de wolk.
- De sterkte en de kleur van het licht dat op de wolk valt. Schijnt het zonlicht tegen de zijkant, bovenkant of onderkant van de wolk.
- De plaats van waaruit naar de wolk gekeken wordt. Zien we de wolk vanaf de zijkant of staan we direct onder de wolk.

Voor het weerbeeld spelen wolken een belangrijke rol of zijn ze zelfs bepalend. Zo brengen sommige wolken langdurige neerslag terwijl bij andere wolken de zon nog goed zichtbaar is. Wolken beïnvloeden ook de hoeveelheid zonnestraling die op het aardoppervlak valt en de aardse uitstraling. Zo kan bewolking in winterse nachten een sterke afkoeling van het aardoppervlak voorkomen en de kans op mist en/of gladheid verkleinen.

9.2 Samenstelling van wolken

Een wolk bestaat uit een verzameling van uiterst kleine waterdruppels, ijskristallen of – bij wolken met een grote verticale ontwikkeling – een mengsel daarvan. Onder in zogeheten gemengde wolken komen dan voornamelijk waterdruppeltjes voor, gevolgd door een laag met onderkoelde druppeltjes, vervolgens een gemengde laag met zowel onderkoelde druppeltjes als ijskristallen en ten slotte daarboven een laag met uitsluitend ijskristallen (zie figuur verdeling deeltjes in wolk). Juist dit verschil in samenstelling van de wolk geeft een heel ander uiterlijk aan de bewolking. Kijken we naar de temperatuurverdeling waarbij deze samenstelling voorkomt, dan kan in het algemeen gezegd worden dat in het gedeelte van de wolk waar de temperatuur boven 0° Celsius is waterdruppels voorkomen. Bij temperaturen tussen 0 en -12° Celsius bestaat de wolk uit onderkoelde waterdruppeltjes. Bij een temperatuur lager dan -12° neemt het aantal ijskristallen in de wolk toe. In de laag tussen -12 en -23° komen dan ook zowel onderkoelde waterdruppels alsook ijskristallen voor. Hoe lager de temperatuur, des te groter is het percentage ijskristallen. Is de temperatuur beneden de -40°, dan bestaat de wolk uitsluitend uit ijskristallen.



'Warme wolken' bestaan uit uitsluitend vloeibaar water; in koude wolken komen daarnaast ook onderkoeld water en ijs voor.

9.3 Wolkenclassificatie



Luke Howard.

Iedereen heeft wel eens naar de hemel gekeken en de bewolking bestudeerd. Dit is niets nieuws want al vele eeuwen kijken mensen geboeid naar het aanzien van de hemel. Bekend is dat zeelieden en boeren de wolken gebruiken voor het voorspellen van het (lokale) weer. Minder bekend is dat de Engelse natuurkundige Luke Howard zich al in de 18e eeuw bezighield met wolken. Ook hij keek naar de lucht en zag dat de wolken voortdurend aan veranderingen onderhevig waren. Gefasci-

neerd door wat hij waarnam, onderzocht hij of er een bepaalde structuur in te onderkennen was. Dat bleek inderdaad het geval.

Allereerst ontdekte hij drie verschillen typen wolken:

- Gelaagde bewolking op een en hetzelfde niveau,
- opbollende bewolking of stapelwolken die zich meer in de hoogte leken te ontwikkelen, en
- bewolking met een meer vezelachtige structuur.

Ook combinaties van deze verschillende wolkentypen waren volgens hem mogelijk. Maar nog kon hij niet alle wolken die hij waarnam, indelen. De stap naar wolkenclassificatie maakte hij door de genoemde wolkentypen te combineren met het aanzien, de samenstelling en hoogte van deze wolken. De zo ontwikkelde classificatie leverde uiteindelijk 10 wolkengeslachten op. Deze indeling wordt nog steeds wereldwijd gebruikt door de meteorologische diensten. De naamgeving van de wolkengeslachten is in het Latijn omdat dit in de tijd van Howard de voertaal was voor wetenschappelijke publicaties. We zullen deze wolkengeslachten achtereenvolgens beschrijven. Allereerst wordt bij de indeling onderscheid gemaakt tussen 'gelaagde' bewolking en 'stapelwolken'.

Gelaagde bewolking wordt ook wel 'stratiform' genoemd vanwege de vaak grote horizontale uitgestrektheid van de wolk en gaat in de naamgeving vergezeld van de term 'stratus'. Voorbeelden hiervan zijn *Cirrostratus*, *Altostratus*, *Nimbostratus* en *Stratus*; deze bewolkingstypen zijn in het algemeen achtereenvolgens zichtbaar tijdens de passage van een warmtefront.

Stapelwolken daarentegen worden wel 'cumuliforme' bewolking genoemd omdat dit type bewolking zich hoofdzakelijk in verticale richting uitstrekt; in de naamgeving is dit terug te vinden in de term 'cumulus' (ophoping). Wolkennamen met cumulus erin zijn bijvoorbeeld: *Cumulus*, *Cumulonimbus*, *Alto cumulus* en *Cirrocumulus*.



Schets van een *Cumulonimbus*wolk door Luke Howard.

9.4 Cumuliforme bewolking

Cumulus (CU)

Deze afzonderlijke wolken hebben vaak scherpe en duidelijke randen en ontwikkelen zich in verticale richting. De bovenkant van deze bewolking ziet er soms uit als een 'bloemkool'; dit aanzien wordt veroorzaakt door snelheidsverschillen tussen de stijgbewegingen in de wolk. Doordat cumuluswolken boven land in de meeste gevallen overdag ontstaan worden ze beschenen door de zon en zijn ze tegen een heldere achtergrond vaak verblindend wit. Daarentegen is



de onderzijde donkerder doordat het zonlicht in de wolk verstrooid en geabsorbeerd wordt door de aanwezige waterdruppels. De hoogte waarop deze wolk voorkomt (en in de weerkunde gaat het dan over de wolkenbasis), is tussen het aardoppervlak en circa 2200 m. Soms heeft cumulus een wat meer gerafeld uiterlijk, bijvoorbeeld doordat er wat meer wind aanwezig is op de hoogte waarop de bewolking ontstaan is. Kleinere cumuluswolken noemt men ook wel 'mooiweerwolken', omdat ze zich ontwikkelen bij zonnig en helder weer. Als ze zich verder ontwikkelen of uitspreiden in horizontale richting, is het met de zon gedaan. Regen valt er echter pas als de cumulus verder doorgroeit tot een cumulonimbus.

Cumulonimbus (CB)

Als een cumuluswolk door verregaande onstabieleit zich verder verticaal ontwikkelt en daarbij het niveau bereikt waarbij de temperatuur en de vrieskernen de waterdruppels boven in de wolk doen overgaan in ijskristallen, ontstaat de cumulonimbuswolk. Deze heeft in de meeste gevallen aan de basis een donker aanzien en bezit aan de bovenzijde een vezelachtige of streperige structuur, vaak in de



vorm van een aambeeld. Uit cumulonimbi valt neerslag; valstrepen onder de wolk geven daarvoor soms een aanwijzing. De bovengenoemde uiterlijke kenmerken zijn niet waar te nemen als er een egaal (donker)grijs wolkendek is waaruit buiige neerslag valt. In dat geval wordt de cumulonimbuswolk aan het zicht onttrokken door aanwezige altostratus- of nimbostratusbewolking. De hoogte waarop deze wolk voorkomt (en in de weerkunde gaat het dan zoals gezegd over de wolkenbasis) is tussen het aardoppervlak en circa 2200 m; de toppen daarentegen bereiken altijd het niveau waarop ijskristallen aanwezig zijn en kunnen met name in de zomermaanden, tot 20 km of meer reiken. Veel meer over cumulonimbuswolken is te vinden in het volgende hoofdstuk.

Stratocumulus (SC)

Deze bewolking is de meest voorkomende in West-Europa en bestaat uit één wolkenlaag waarin vrijwel altijd donkere en lichtere gedeelten afwisselend voorkomen. Soms zijn de elementen met elkaar versmolten en vormen dan een gesloten wolkenlaag. Hoewel deze wolken overwegend uit waterdruppels bestaan, kan het voorkomen dat de randen rafelig zijn.



Neerslag zal uit deze bewolking alleen kunnen vallen als het een voldoende dikke laag is, waarbij dan het aanzien van de wolk donkergrijs zal zijn.

Stratocumulusbewolking kan ontstaan als bijvoorbeeld een mistlaag oplost aan het aardoppervlak, eerst overgaat in stratus (zie verderop), waarna het lijkt alsof de wolkenbasis verder stijgt. De hierbij aanwezige turbulentie zorgt dan voor enige mate van onstabieleit. Deze bewolking komt ook vaak voor als aan het eind van de dag de onstabieleit afneemt en daardoor de wolken toppen van de in de loop van de dag ontstane cumuluswolken inzakken en de wolkenbasis wat uitspreidt.

Alto cumulus (AC)

Bij deze wolken wisselen openingen en wolkelementen elkaar vaak op regelmatige wijze af. De randen zijn meestal gerafeld en de wolken hebben enige verticale ontwikkeling. Alto cumuluswolken met bovenstaande kenmerken worden ook vaak 'schapenwolken' genoemd. Andere soorten van alto cumulus zijn de wolken die meer een lens- of amandelvormig aanzien hebben.

Is in de wolkenlaag een rij van torens of losse elementen in de vorm van (fel witte) vlokken te onderscheiden, dan is deze bewolking als goede voorspeller van onweer te gebruiken, meestal binnen 24 uur. Altocumulusbewolking bestaat doorgaans uit waterdruppels, behalve in die gevallen waarin de temperatuur zeer lage waarden bereikt en de wolk daardoor ook ijskristallen bevat.

De altocumuluswolk ontstaat als gevolg van onstabiele en/of turbulente op een niveau tussen 2200 en 5500 m, bijvoorbeeld doordat er sterke verschillen in windrichting en/of snelheid aanwezig zijn tussen twee aangrenzende niveaus. Een andere ontstaansoorzaak kan zijn dat bewolking van het geslacht altostratus of nimbostratus overgaat in altocumulusbewolking.



Cirrocumulus (CC)

Cirrocumulusbewolking zit vrij hoog, namelijk boven de 5500 m; daardoor bestaat deze volledig uit ijskristallen. Door de grote afstand tot het aardoppervlak zijn de afzonderlijke elementen alleen zéér klein waar te nemen. De elementen zijn wel vaak (evenals altocumulus) regelmatig gerangschikt aan de hemel. Deze helwitte wolken geven de hemel vaak een fraai aanzien. Zoals de naam ook al aangeeft, is er verticale ontwikkeling waar te nemen bij deze

wolken. Ze ontstaan dan ook als gevolg van wrijvingseffecten nabij een (verticaal) golvend warmtefrontvlak. In de stijgende luchtbeweging zal de bewolking ontstaan en in de dalende luchtbeweging zal deze aan oplossing onderhevig zijn.

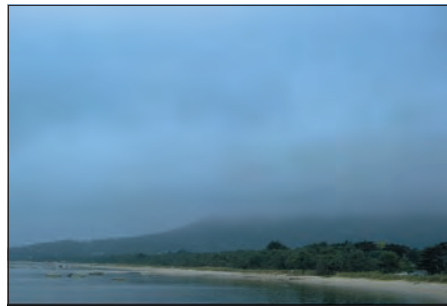
Ook kan deze bewolking ontstaan in bergachtige gebieden waarbij aan de lijkzijde hiervan in de bovenlucht een golvend patroon waar te nemen is.



9.5 Stratiforme bewolking

Stratus (ST)

Deze wolken komen hoofdzakelijk voor nabij het aardoppervlak. Soms zelfs bevindt de basis zich op het aardoppervlak en is er mist. Doordat deze bewolking dicht bij het aardoppervlak voorkomt, bestaat ze meestal uit waterdruppeltjes. Alleen als de temperatuur in de wintermaanden ver beneden het vriespunt ligt, bestaat de wolk soms uit ijskristallen.



Het aanzien van de wolk is een gelaagde grijs wolkendek waarin vrijwel geen structuur valt te ontdekken. In het algemeen geldt: hoe donkerder de wolk, des te groter de kans op wat neerslag. Veel valt er niet uit; het zal hoofdzakelijk licht motregenen, of – in de winter – motsneeuwen. Soms is de bewolking zo dun dat de zon door deze wolk heen te zien is; neerslag is dan uitgesloten. Het ontstaan van mist is in hoofdstuk 7 al aan bod gekomen; stratus kan ontstaan als de mist, als gevolg van opwarming van het aardoppervlak, optrekt. Stratus ontstaat ook als in mistsituaties de wind aantrekt, waardoor er menging van lucht plaatsvindt. Ook ontstaat stratus nabij het aardoppervlak (tot ongeveer 300 m hoogte) als gevolg van het samenspel van verdamping en condensatie wanneer uit een dikke wolkenlaag neerslag valt door een minder vochtige luchtlaag.



Cirrostratus (CS)

Deze bewolking bezit meestal het uiterlijk van een doorzichtige, witachtige, geheel egale wolken sluier. Als gevolg van de hoogte waarop deze bewolking voorkomt, boven de 5 km, bestaat zij volledig uit ijskristallen. Vaak zijn fraaie, kleurige lichtverschijnselen zichtbaar (halo's) waarvan de bekendste een kring om de zon of maan is. Doordat in sommige gevallen de cirrostratus zo dun is, is deze kring vaak de enige aanwijzing dat er cirrostratusbewolking aanwezig is.

De cirrostratusbewolking ontstaat doordat bij nadering van een warmtefront de warme lucht op glijdt tegen een koudere luchtlaag en daardoor afkoelt. Het vocht in de lucht condenseert en bevriest. Cirrostratus kan ook ontstaan als het aambeeld van een cumulonimbus zich over de hemel uitspreidt.

Altostratus (AS)

Deze bewolking is kenmerkend voor een naderend warmtefront; in hoofdstuk 12 wordt uitgebreid ingegaan op warmtefronten. Altostratus bestaat hoofdzakelijk uit (onderkoelde) waterdruppels en/of sneeuw kristallen. Het is een egaal gelaagd wolkendek met een grijs uiterlijk. Vaak is er een streperige structuur in te herkennen. Als de bewolking begint binnen te drijven, zijn sommige gedeelten van de altostratus dun genoeg om nog juist de positie van de zon er vaag doorheen te kunnen waarnemen. Later wordt de wolkenlaag dikker en is deze niet meer zichtbaar. In altostratusbewolking komen géén haloverschijnselen voor.

De altostratusbewolking ontstaat bij een naderend warmtefront waarbij de cirrostratusbewolking dikker wordt en de basis lager komt te liggen. De wolkenbasis van de altostratus daalt dan van maximaal 5500 m naar soms slechts



2200 m. De altostratus is dan ook een voorbode van slechter weer, doordat het, zoals aangegeven, samenhangt met de nadering van het warmtefront van een depressie.

Nimbostratus (NS)

Deze meestal donkergrijze bewolking heeft géén of vage randen. Er valt onafgebroken regen of sneeuw uit. De wolkenlaag is zo dik dat de zon niet door het wolkendek heen zichtbaar is. De bewolking bestaat uit een mengeling van (onderkoelde) waterdruppels, regendruppels, sneeuw kristallen en sneeuwvlokken. Vaak zijn gelijktijdig onder het wolkendek nog wolkenflarden (stratus) aanwezig die snel van vorm veranderen. De hoogte waarop deze bewolking voorkomt, is



afhankelijk van de hoeveelheid neerslag die uit de bewolking valt. Bij grote hoeveelheden kan de wolkenbasis zich rond de 200-500 m bevinden; als er weinig regen uit valt, zo rond de 1500-2000 m. Deze bewolking vormt zich vaak op het warmtefrontvlak wanneer het grondfront dicht in de buurt zit. Door de grote neerslaghoeveelheid zal de wolkenbasis geleidelijk aan gaan zakken. Nimbostratus heeft een lagere wolkenbasis dan altostratus en is vele malen donkerder van tint.

Cirrus (CI)

Cirrusbewolking komt in verschillende vormen voor, onder andere in de vorm van vliegtuigwolken. Doordat deze bewolking op grote hoogte voorkomt, boven 5 km, bestaat zij volledig uit ijskristallen. Ze is meestal zichtbaar in de vorm van fijne witte draden of smalle banden. De bewolking wordt gekenmerkt door de vezelachtige structuur en een zijdeglans aanzien. Doordat er op de hoogte waarop deze wolk voorkomt, vaak veel wind staat (soms tot wel 75 m/s) wordt de bewolking uitgespreid over de hemel. In de nabijheid van frontvlakken zal dit dan zichtbaar worden doordat aan de voorzijde de wolk een verdikking krijgt (in de vorm van een hockeystick). Hiermee wordt dan een weersverandering aangekondigd. Ook kan in sommige gevallen cirrusbewolking het bovenste restant zijn van een cumulonimbuswolk.

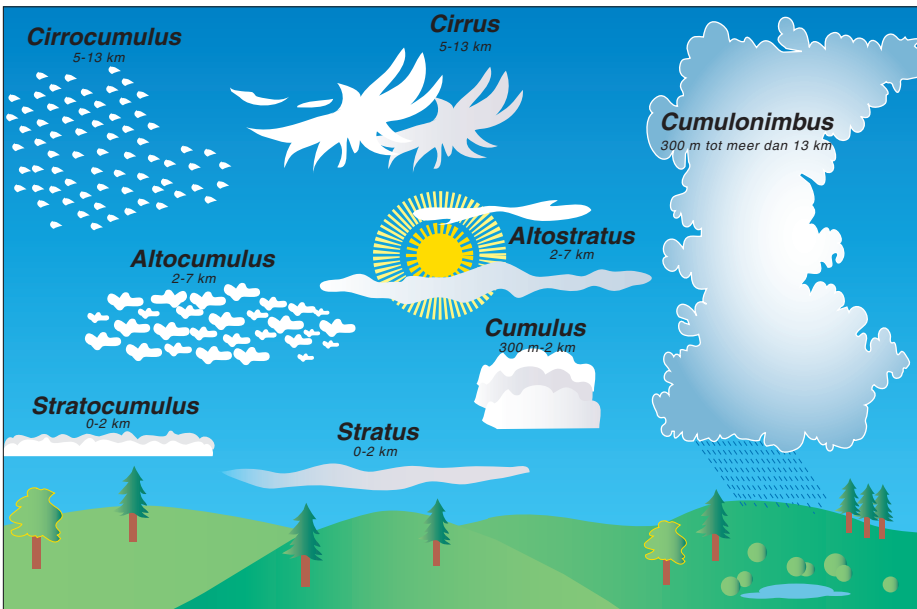


Het grote belang van deze wolkenclassificatie is gelegen in het feit dat als meteorologen het over bijvoorbeeld altocumulus hebben, iedere meteoroloog zich daar een zelfde voorstelling van kan maken.

Niveau	Wolkenbasis	Wolkenbasis	Geslacht	Afkorting
hoog	5 – 13 km	> 16.500 voet	Cirrus	CI
		> 16.500 voet	Cirrocumulus	CC
		> 16.500 voet	Cirrostratus	CS
middelbaar	2 – 7 km	6500 – 16.500 voet	Alto cumulus	AC
		6500 – 16.500 voet	Altostratus	AS
laag	0 – 2 km	1000 – 6500 voet	Strato cumulus	SC
		0 – 1200 voet	Stratus	ST
		500 – 5000 voet	Nimbostratus	NS
		1000 – 6500 voet	Cumulus	CU
verticaal	0,3 – 2 km	1000 – 6500 voet	Cumulonimbus	CB

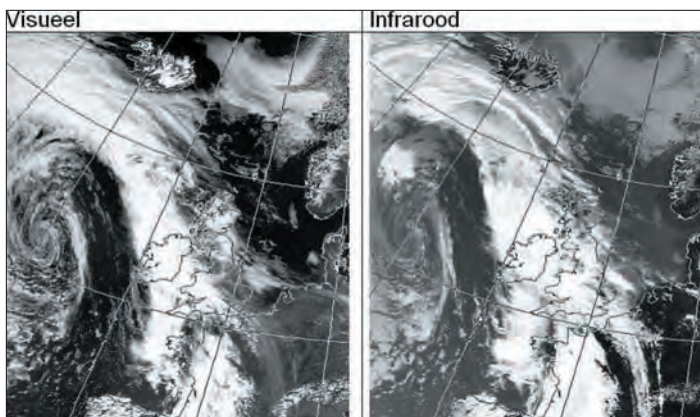
9.6 Bewolking op satellietbeelden

Een ander beeld van bewolking krijgen we als we van bovenaf op de wolken kijken. Dit kan door gebruik te maken van meetgegevens van satellieten; hieruit worden onder andere weerbeelden gemaakt. Men maakt daarbij onderscheid tussen zichtbaarlichtbeelden en infraroodbeelden. Zichtbaarlichtbeelden tonen zonlicht dat door bewolking of het aardoppervlak is



weerkstaat; je kunt de beelden direct vergelijken met wat je op een zwartwitfoto zou zien die is gemaakt met een gewone fotocamera. Wolken reflecteren veel zonlicht en zijn dus wit op dit type satellietbeelden. Infraroodbeelden kun je vergelijken met wat je ziet als je met een nachtkijker van bovenaf naar de atmosfeer kijkt. In feite komt elke grijs tint overeen met een andere temperatuur. Het beeld is zo gemaakt dat koude objecten (hoge wolken) wit zijn en warme objecten (het aardoppervlak) zwart.

Hieronder een voorbeeld van zowel een zichtbaarlichtbeeld als van een infraroodbeeld van hetzelfde tijdstip, waarop duidelijk een zone met bewolking is waar te nemen.



Op het zichtbaarlichtbeeld zijn verschillende grijs tinten zichtbaar, welke afhankelijk zijn van de mate van reflectie van het zonlicht. Wit voor bewolking die de zonnestraling voor het grootste gedeelte reflecteert, zwart voor de oceanen welke het zonlicht in grote mate juist absorberen en voor het land dat slechts een gedeelte van het zonlicht reflecteert. Ook zijn op deze beelden de bergen van de Alpen zichtbaar; dat komt doordat de besneeuwde toppen ook het zonlicht voor een groot gedeelte reflecteren.

Kijkend naar het wit op het satellietbeeld, de bewolking, dan kunnen we verschillende structuren waarnemen. Zo zien we een duidelijk krul op de Atlantische Oceaan, kenmerkend voor een lagedrukgebied. Eromheen zien we de frontale bewolking die zich draaiend richting de het centrum van het lagedrukgebied beweegt.

Hierin zien we ook afzonderlijke cellen (in de meeste gevallen cumuliforme bewolking) alsook een gesloten wolkendek (meest stratiforme bewolking). De

langgerekte witte wolkenband over West-Frankrijk en de Britse Eilanden is een geheel uit stratiforme bewolking bestaand wolkendek. Het is moeilijk om alleen op basis van dit beeld aan te geven op welke hoogte deze bewolking zich bevindt. Hiervoor geeft een infraroodbeeld wat meer informatie. Op dit beeld, van hetzelfde tijdstip, zien we ook de verschillen in grijstint, die een gevolg zijn van verschillen in temperatuur. Zo is het land vele malen warmer dan de bewolking en daardoor donkerder van tint dan de bewolking. Hoe kouder de bewolking, des te lichter is zij van tint. Een goed voorbeeld hiervan is het wolkendek ten westen van Noorwegen.

Op het zichtbaarlichtbeeld zien we goed reflecterende bewolking terwijl de bewolking een grijze tint heeft op het infraroodbeeld. Aan de hand hiervan kunnen we zeggen dat de bewolking in vergelijking met het aardoppervlak (zwart) en de hoge bewolking (fel wit) zich redelijk dicht bij het aardoppervlak bevindt. Waarschijnlijk gaat het om stratus of stratocumulus. Ook is zichtbaar dat er in de eerder genoemde langgerekte wolkenband contrast aanwezig is, wat inhoudt dat er gebieden aan te wijzen zijn waar de temperatuur verschilt met die van de directe omgeving. Hieruit kan de conclusie getrokken worden dat de bewolking zich in deze wolkenband op verschillende hoogten bevindt. Als de bewolking ook nog verticaal ontwikkeld is (onstabiele atmosfeer), dan is het mogelijk om aan de hand van dit satellietbeeld iets over de neerslagintensiteit te melden.

9.7 Tot slot

In het voorgaande hebben we gezien dat bewolking zich voordoet in talrijke verschijningsvormen. Uit het soort bewolking is vaak af te leiden welke processen er in de atmosfeer plaatsvinden en onder wat voor weersomstandigheden de wolken zich vormen. Wolken kunnen worden bekeken vanaf het aardoppervlak én worden vastgelegd op satellietbeelden. De beelden helpen niet alleen om te bepalen waar het zonnig is en waar bewolkt. Uit de patronen van de bewolking kan namelijk worden afgeleid waar zich fronten, lagedrukgebieden of andere weersystemen ophouden en hoe die zich ontwikkelen en verplaatsen. De weersystemen worden uitgebreider besproken in hoofdstuk 12.

10. Neerslag en buien

10.1 Inleiding

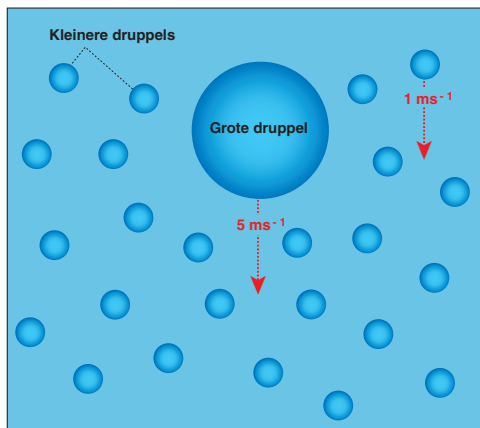
In dit hoofdstuk wordt besproken hoe neerslag gevormd wordt en onder welke omstandigheden de verschillende typen neerslag ontstaan. Ook gaan we in op het gebruik van radar voor het verkrijgen van een gedetailleerd beeld van de neerslag. Ten slotte komt zichtbelemmering door neerslag aan de orde.

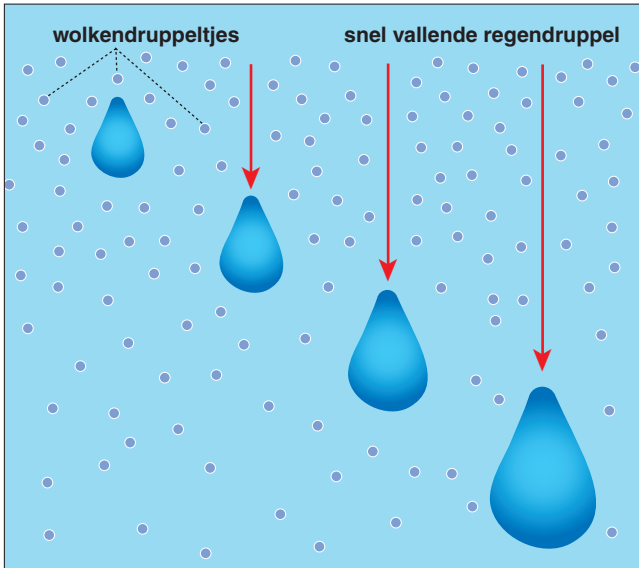
10.2 Ontstaan van neerslag

In het hoofdstuk over wolken is besproken dat wolken bestaan uit waterdruppeltjes, onderkoelde waterdruppeltjes, ijskristallen of combinaties daarvan. Van neerslag is pas sprake als deze wolkenelementen groot genoeg groeien om naar beneden te kunnen vallen en het aardoppervlak te bereiken. Er zijn twee processen die in de wolk de groei van wolkenelement naar neerslagdeeltje kunnen veroorzaken: het coalescentieproces en het Wegener-Bergeron-proces.

• Het coalescentieproces

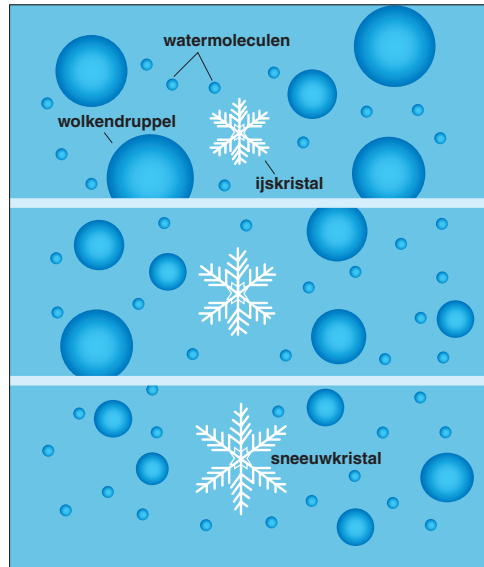
In horizontaal uitgestrekte, gelaagde bewolking (stratus, stratocumulus en altocumulus; zie hoofdstuk 9) vallen wolkenelementen aanvankelijk nauwelijks naar beneden. Doordat wolkendruppeltjes niet alle even groot zijn, vallen ze bovendien niet alle even snel; de grotere druppels kunnen de kleinere inhalen en invangen, waardoor ze geleidelijk groeien. Uiteindelijk gaan ze zo sneller vallen en mogelijk vallen ze na herhaald samensmelten als regen- of motregendruppeltje uit de wolk. Dit proces heet het 'coalescentieproces'.





• Het Wegener-Bergeronproces

Een tweede proces om wolkenelementen om te vormen tot neerslag is het Wegener-Bergeronproces, genoemd naar de ontdekkers. Hierbij speelt het verschil in dampspanning tussen water en ijs een rol. In de temperatuurzone tussen -10 en -23° (zie het hoofdstuk over wolkenvorming), komen zowel onderkoelde waterdruppels als ijskristallen voor. De dampspanning is boven ijs lager dan boven water. Het verschil in dampspanning brengt een waterdamptransport op gang van de waterdruppeltjes (hoge dampdruk) naar de ijskristallen (lage dampdruk). Met andere woorden: de waterdruppeltjes verdampen en de ijskristallen groeien aan ten koste van de waterdruppeltjes. De ijs-



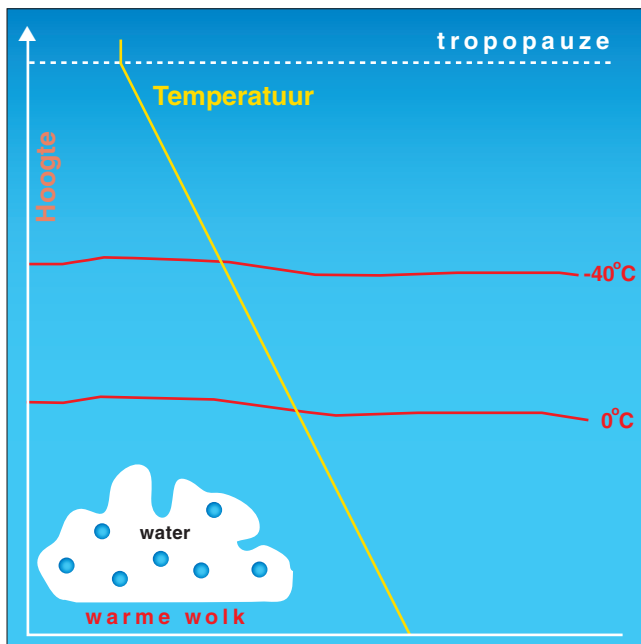
Het Wegener-Bergeronproces: ijskristallen groeien aan tot sneeuw kristallen ten koste van (onderkoelde) wolkendruppeltjes.

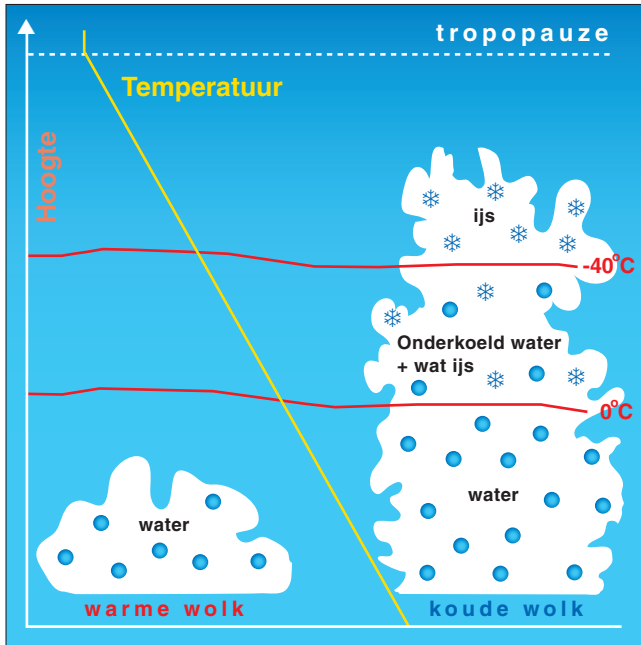
kristallen worden groter en zwaarder en vallen als sneeuw of motsneeuw naar beneden.

Het Wegener-Bergeronproces is voor de neerslag die in Nederland en in andere gebieden op gematigde breedten valt, verreweg het belangrijkste. De meeste neerslag in Nederland is dan ook begonnen als sneeuw; dit geldt ook voor de zomer! Doordat de temperatuur van de lucht aan het aardoppervlak en in een dikke laag daarboven gewoonlijk boven nul is, heeft de sneeuw voldoende gelegenheid te smelten en als regen op de grond terecht te komen.

Soms is de lucht tussen wolk en aardoppervlak zo droog, dat alle neerslag verdampt voor ze de grond kan bereiken. Desondanks geeft de radar in zulke gevallen echo's en wekt het radarbeeld de indruk dat er ook op de grond regen valt.

Afhankelijk van de temperatuur en van eventuele op- en neerwaartse bewegingen in en onder een wolk ontstaan verschillende neerslagvormen. Vooral bij temperaturen rond nul graden is er een grote variëteit. De verschillende neerslagsoorten worden besproken in de volgende paragrafen van dit hoofdstuk.



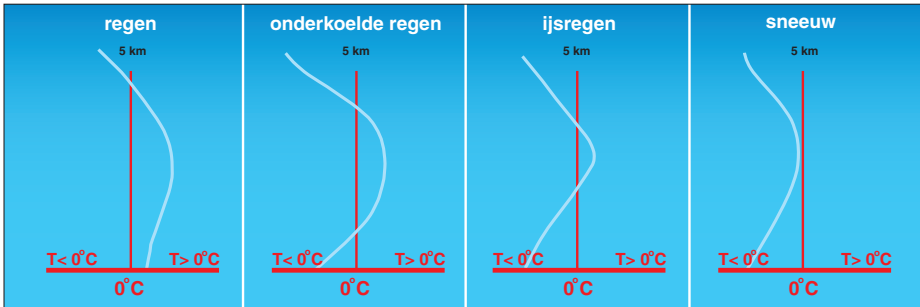


10.3 Regen en motregen

Als de temperatuur van de wolk en van de lucht daaronder boven nul is, bestaat de wolk geheel uit water. Indien de wolk dik genoeg is, doet het coalescentieproces de waterdruppeltjes in horizontaal uitgestrekte bewolking aangroeien tot ze groot en zwaar genoeg zijn om uit de wolk naar beneden te vallen. De bewolking is gewoonlijk niet dik genoeg om grote regendruppels te kunnen opleveren; daardoor valt de neerslag met geringe intensiteit en de druppeltjes zijn klein: motregen. Soms toont het radarbeeld in dit soort gevallen zelfs helemaal geen neerslag. De diameter van motregendruppeltjes is kleiner dan 0.5 mm, de neerslagintensiteit bedraagt minder dan 1 mm per uur. Zijn de waterdruppeltjes groter, dan valt er lichte regen met geringe intensiteit.

Anders wordt het, als de wolk grotere verticale afmetingen heeft en een belangrijk deel van de wolk zich op de hoogte in de atmosfeer bevindt waar de temperatuur onder nul is. Er komen dan hoger in de wolk, waar het meer dan 10 graden vriest, naast onderkoelde waterdruppeltjes ook ijskristallen voor. Nu kan het Wegener-Bergeronproces zijn werk doen en de ijskristallen laten aangroeien ten koste van de wolke druppeltjes. De neerslagelementen worden zo voldoende groot en talrijk om grotere neerslagintensiteiten mogelijk te

maken, zodat de buien doorgaans pittiger zijn en het harder sneeuwt of regent. Regen doet zich voor als de neerslag volledig smelt tijdens de val naar het aardoppervlak; anders valt er (natte) sneeuw (vergelijk figuur).



10.4 Onderkoelde regen en ijsregen

In de winter is de temperatuur van de lucht in de onderste laag van de dampkring bij het aardoppervlak soms onder nul, terwijl tegelijkertijd daarboven een warmere laag zit met een luchttemperatuur boven nul waarin de als sneeuw ontstane neerslagelementen smelten tot regen- of motregendruppels. Valt de regen of motregen daarna door de onderste koude laag, dan daalt de temperatuur van de druppels tot onder nul. Als de regen het aardoppervlak bereikt voor er bevriezing is opgetreden, valt er onderkoelde regen. Indien de vallende neerslag lang genoeg onderkoeld is geweest, befrist ze geheel of gedeeltelijk. De regen en motregen gaan dan over in ijsdeeltjes; deze vallen als ijsregen op de grond en vormen daar direct een laagje ijs, wat leidt tot gladheid. Als de temperatuur van de grond boven het vriespunt is, dan zullen de ijsdeeltjes aanvankelijk smelten. Het smeltproces kost echter veel energie, die door de bodem geleverd moet worden. De temperatuur ervan daalt dan ook snel tot het vriespunt of zelfs daaronder. De ijsregen blijft als ijzel op de grond, op auto's en op andere voorwerpen achter.

10.5 Ijzel

Ijzel ontstaat wanneer regen, motregen of gedeeltelijk uit vloeibaar water bestaande ijsregen op een weg valt waarvan de temperatuur onder nul is. De regen of motregen, die soms onderkoeld is, bevriest dan zodra hij in aanraking komt met de grond of met voorwerpen die kouder zijn dan nul graden; de ijsregen vriest erop vast. Ijzel treedt veelal op aan het einde van een vorst-

periode, dus als de vorst nog in de grond zit. De regen van een overtrekkend warmtefront bevriest op het wegdek. Veel regen hoeft er niet te vallen: een beetje motregen is zelfs al voldoende om de weg spekglad te maken. Meestal duurt een ijzelperiode niet langer dan enkele uren, want na het passeren van een warmtefront loopt de temperatuur gewoonlijk flink op tot enkele graden boven nul en daardoor smelt het ijs. Soms echter trekt zo'n warmtefront tergend langzaam over of stagneert het zelfs, waardoor een ijzelperiode veel langer kan duren. Ook kan het voorkomen dat de koude lucht zich niet laat verdrijven; koude lucht is namelijk zwaarder dan warme lucht en wanneer continentale zuidoostenwinden koude lucht blijven aanvoeren kan de warme lucht alleen op enige hoogte verder oprukken. Door het gedwongen opstijgen van de zachte lucht wordt bovendien het ontstaan van neerslag verder in de hand gewerkt.

10.6 Sneeuw

De meeste neerslag die in Nederland valt, ontstaat als sneeuw, zoals onder het kopje Wegener-Bergeronproces reeds ter sprake is gekomen. Neerslag die ontstaat volgens het coalescentieproces kan bij lage temperaturen weliswaar in vaste vorm naar beneden komen, maar de sneeuwvlokken zijn dan niet



groot en de neerslagintensiteit blijft klein. Er valt dan zogeheten motsneeuw. Vaak is er op het radarbeeld niets te zien. Motsneeuw bestaat uit zachte, ondoorzichtige, witte, langwerpige korrels met een kleinste diameter van hooguit 2 mm. Op de grond gevallen, springen ze niet op.

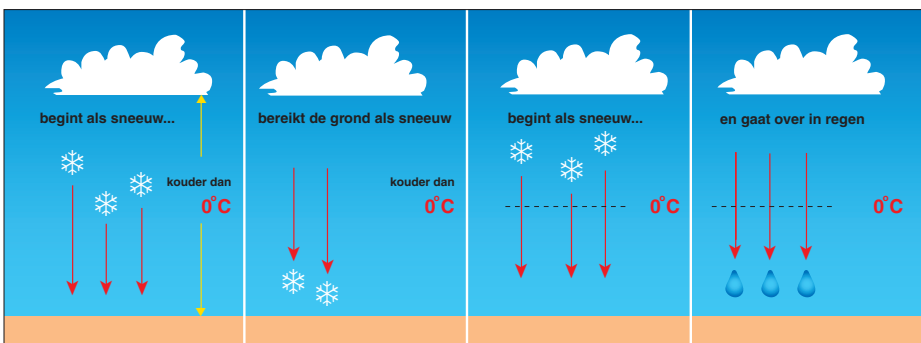
Gewone sneeuw bestaat uit sterk vertakte ijskristallen die samengeklonterd zijn tot vlokken; om grote sneeuwvlokken te krijgen mag het niet meer dan vijf graden vriezen. Bij strenge vorst treedt nauwelijks samenklontering op van sneeuwvlokken en resteert er slechts poedersneeuw.

Bij temperaturen rond het vriespunt valt er uit winterse buien soms korrel-sneeuw. Korrelsneeuw bestaat uit ronde, ondoorzichtige korrels van 2-5 mm diameter, die opspringen en op een harde ondergrond kunnen breken.

Als het sneeuwt bij een luchttemperatuur boven nul, dan koelt de doorvallende sneeuw de lucht af. Ook tijdens regen koelt de lucht af, zodat regen over kan gaan in natte sneeuw en later in sneeuw.

Vaak komt het voor dat de sneeuw door een luchtdaag valt met een temperatuur boven nul graden. In dat geval zal de sneeuw gedeeltelijk smelten. Op de grond komt dan een mengsel van regen en sneeuw terecht, dat wel 'natte sneeuw' genoemd wordt. Ook hier geldt weer dat het smelten van de sneeuw veel energie kost, die aan de lucht onttrokken wordt. De luchtdaag koelt daardoor snel af tot nul graden, waarna het blijft sneeuwen, wat tot gladheid kan leiden.

Het begrip natte sneeuw kan zowel slaan op sneeuw die in gedeeltelijk gesmolten toestand valt als op smeltende sneeuw op de grond. Als in weersverwachtingen over natte sneeuw gesproken wordt, dan is dat steeds in de eerste betekenis: vallende sneeuw die deels is gesmolten. Het Engels maakt een duidelijk onderscheid tussen vallende en liggende natte sneeuw: sleet en slush. Op wegen of startbanen met natte sneeuw (slush) ontstaan soms ijsplakken die verraderlijke gladheid kunnen veroorzaken.



10.7 Buien en onweer

Als cumulusbewolking, bij voortdurende aanvoer van warme, vochtige lucht onder in de wolken, kan doorgroeien tot ver boven het 0° C-niveau, begint er een verijzingsproces van de wolken druppeltjes.

Er ontstaan dan zogeheten gemengde wolken, dat wil zeggen cumuli waarin naast vloeibare ook bevroren wolkelementen voorkomen.

Het Wegener-Bergeron-Findeisenproces kan in deze bewolking de neerslagelementen laten groeien. Naarmate de wolk hoger komt, zullen door afkoeling steeds meer, inmiddels onderkoelde, waterdruppels tot bevrozing overgaan. Dit gebeurt het meest frequent rond -12° C, waar het verschil tussen de maximale dampspanning ten opzichte van water en die ten opzichte van ijs het grootst is (ijskiemniveau). (Het begrip dampspanning werd geïntroduceerd in hoofdstuk 6, Luchtvochtigheid).



Boven het -20° C niveau is al een zeer groot deel van de druppeltjes bevroren; boven het -30° C niveau komen er nog nauwelijks onderkoelde druppeltjes voor en boven het -40° C niveau helemaal niet meer.

Soms komen er boven het -20°C niveau abnormaal veel onderkoelde waterdruppeltjes voor. Het is gebleken, dat bij die bewolking dikwijls onweer en hagel voorkomt.

10.8 Ontwikkeling van buien

Als de bovenkant van een sterk opbollende stapelwolk (cumulus) gaat verrijzen, wordt de omtrek van de bewolking minder scherp omlind. De top krijgt een diffuus en gestreept aanzien.

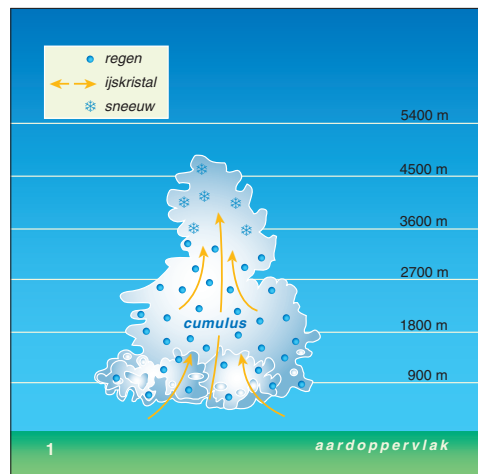
Volwassen cumulonimbus kunnen in onze zomer op gematigde breedten een hoogte bereiken van 9 tot 12 km, ruwweg tot vlak onder de tropopause. In de tropen en subtropen kunnen de toppen doorgroeien tot soms boven 18 km hoogte. In de winterperiode komen de buienwolken bij ons meestal niet hoger dan 4 tot 6 km.

De verijsde toppen van de buienwolk waaien dikwijls uit door de aanwezigheid van krachtige winden op die hoogte; ze krijgen daardoor een aambeeldachtige uitstulping.

Zomerbuien hebben een veel grotere horizontale uitgestrektheid en tonen meer complexvorming dan winterbuien, die meer geïsoleerd zijn en waarin complexvorming niet of nauwelijks plaatsvindt.

10.9 Levenscyclus van een onweersbui

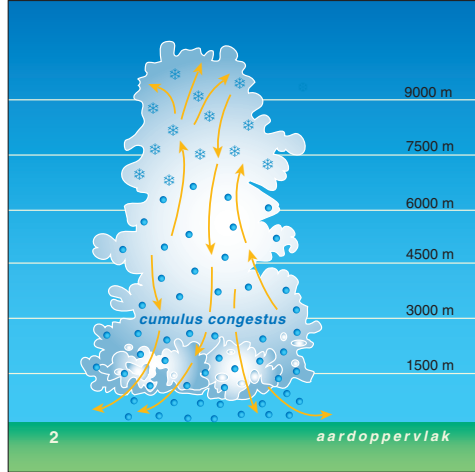
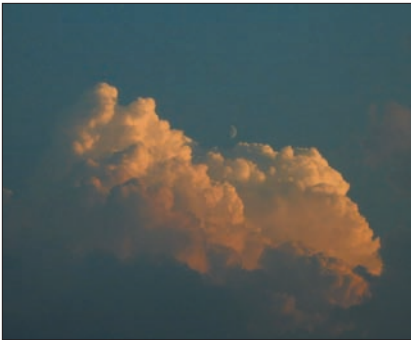
We hebben reeds gezien, dat men diverse stadia in het bestaan van een cumulus, die tot een cumulonimbus uitgroeit, kan onderscheiden. Een normaal ontwikkelde cumulonimbus bestaat uit één enkele 'kleine' cel. De neerslag is het



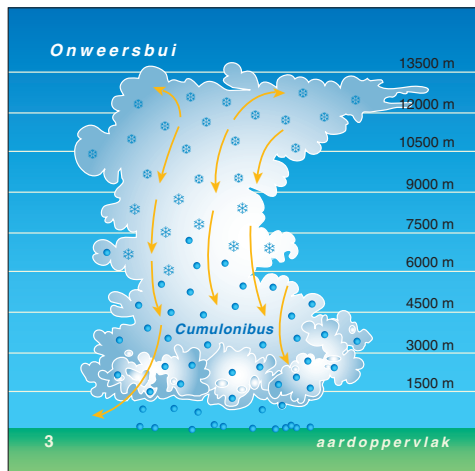
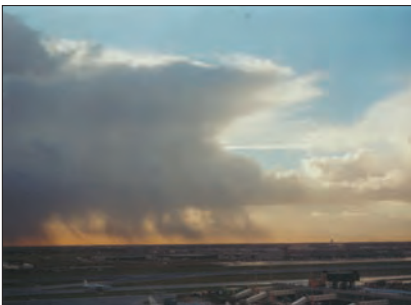
Levenscyclus van een onweersbui (1): cumulus.

meest intensief bij overgang van het bevroeringsstadium naar het eerste regenstadium.

De grote hoeveelheid vallende neerslag maakt een einde aan de stijging van de opwaarts bewegende vochtige warme lucht, waarmee de wolk 'gevoed' wordt en veroorzaakt een krachtige dalende luchtstroming, die *downdraught* genoemd wordt. Nabij het aardoppervlak spreidt de lucht horizontaal uit, wat gepaard gaat met windstoten. Doordat er nu koude lucht onder en rond het buienlichaam is uitgevloeid, wordt de benodigde aanvoer van warme lucht – de voedingsstroom voor de buienwolk – afgesneden.



Levenscyclus van een onweersbui (2): cumulus congestus.



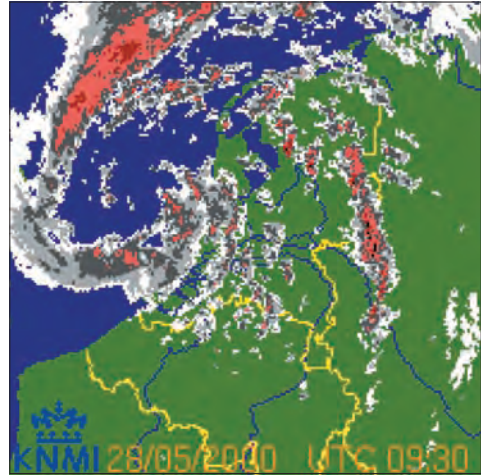
Levenscyclus van een onweersbui (3): cumulonimbus.

10.10 Complexvorming

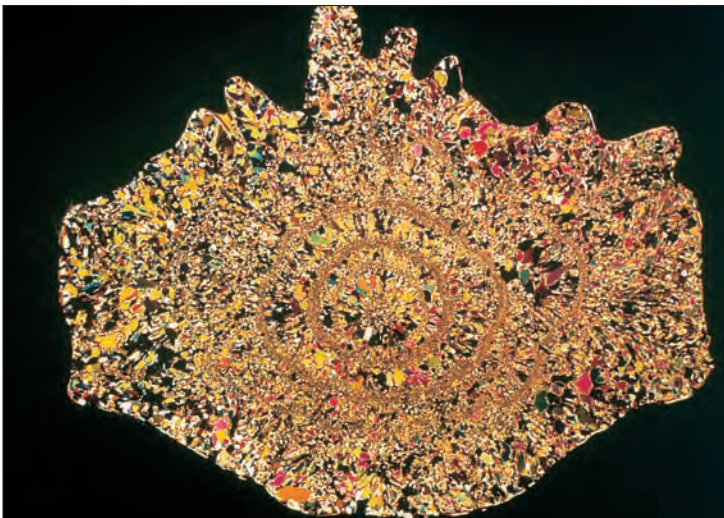
Door het afsnijden van de voedingsstroom en het uitregenen is de levensduur van een eencellige onweersbui beperkt tot 1/2 – 1 uur. De voor de bui langs de grond uitwaaiende koude lucht tilt warme vochtige lucht in de omgeving op en doet deze naar boven stromen, doorgaans vooral de rechter voorzijde van de wolk in, waar nieuwe cellen gevormd kunnen worden.

Bij aaneengegroeide buienwolken kan de uitstoot van koude lucht en de aanvoer van nieuwe warme vochtige ‘voedings’-lucht zo groot worden, dat complexe systemen ontstaan met een eigen circulatie en voortdurende aangroei van nieuwe cellen (buiencomplex).

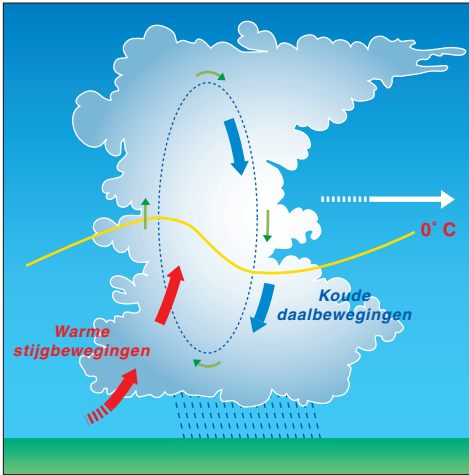
Door het selfsupporting-karakter is de levensduur van een buiencomplex veel langer dan die van een individuele cel. De levensduur kan oplopen tot vele uren.



Buiencomplex op de radar.



*Dwarsdoorsnede
hagelsteen in
gepolariseerd
licht.*



Hagelstenen hebben een weg afgelegd door de wolk waarin ze beurtelings omhoog en omlaag werden gevoerd.

10.11 De vorming van hagel

Ijsdeeltjes, die enkele malen in de stijgstroom van de buienwolk terechtkomen, kunnen aangroeien tot een hagelsteen.

Op zijn weg door een zone met onderkoelde waterdruppeltjes ontstaat er rond de ijskern een waterfilmpje dat op zijn weg door nog hogere luchtlagen befrist. Daarna komt de aangegroeide 'steen' weer in zwakkere stijgstromen terecht en valt. Het proces kan zich verschillende malen herhalen totdat de sterk aangegroeide hagelsteen uiteindelijk op de grond valt. Hij heeft nu een gelaagde opbouw gekregen. Die gelaagde opbouw komt nog duidelijker tot uiting als tussen de fasen van het invangen van onder-

koelde druppeltjes de hagelsteen in onverzadigde lucht van een rijplaag wordt voorzien. Daardoor ontstaan de karakteristieke afwisselend heldere (doorzichtige) en witte (ondoorzichtige) lagen. Op den duur wordt de 'steen' zo zwaar dat de turbulente stijgende bewegingen er geen vat meer op krijgen. De steen valt uit de wolk, maar kan intussen tot een omvang van vele centimeters zijn aangegroeid.

Hagelstenen vallen meestal slechts in een klein gedeelte van het totale neerslaggebied. Van opzij gezien kan de weg, die een neerslagdeeltje aflegt tijdens zijn groei tot hagelsteen, goed gevolgd worden. Een neerslagdeeltje bevindt zich in de stijgende stroming, raakt vervolgens in de neergaande tak en komt daarna opnieuw in de stijgstroom. Gedurende die tijd groeit het aan tot een hagelsteen, die ten slotte de aarde bereikt.

Soms wordt de steen omhoog genomen het aambeeld in. Onder het aambeeld verlaat de steen, ver van de eigenlijke bui, dan de wolk. Dit kan een onaangename verrassing zijn voor vliegers, die de bui vermijden, maar in de buurt van het aambeeld toch nog in hagel terechtkomen. De hagel smelt onder het aambeeld en komt als regen op de grond (enkele dikke druppels).

10.12 Soorten onweersbuien

De weersomstandigheden, waaronder onweersbuien gevormd worden, gebruikt men om ze te typeren.

Convectie-onweer ontwikkelt zich 's zomers, indien een langzaam bewegende vochtige luchtmassa door het aardoppervlak flink wordt verwarmd. Dikwijls klonteren buienwolken aan een tot grote complexen. In thermische lagedrukgebieden vindt 's zomers op uitgebreide schaal onweersontwikkeling plaats. Thermische lage-



Blikseminslag op een vliegtuig.

drukgebieden ontstaan aan het eind van perioden met heet zomerweer bijvoorbeeld boven Frankrijk of het Iberisch Schiereiland.

Een bekend voorbeeld daarvan is het thermische lagedrukgebied, dat in de zomer boven Zuidwest-Frankrijk ontstaat. In dit lagedrukgebied ontwikkelen zich grote buiencomplexen. Het hele systeem wordt nogal eens met de zuidwestelijke bovenstroming naar onze omgeving getransporteerd.

Frontaal onweer ontstaat door gedwongen opstijging langs een koufrontvlak of een warmtefrontvlak. Door de krachtige stijgstromen langs het koufront kunnen zware buien met onweer ontstaan. De onweersbuien, die langs een warmtefront ontstaan, zijn meestal niet zwaar omdat de stijgstromen er minder krachtig zijn.

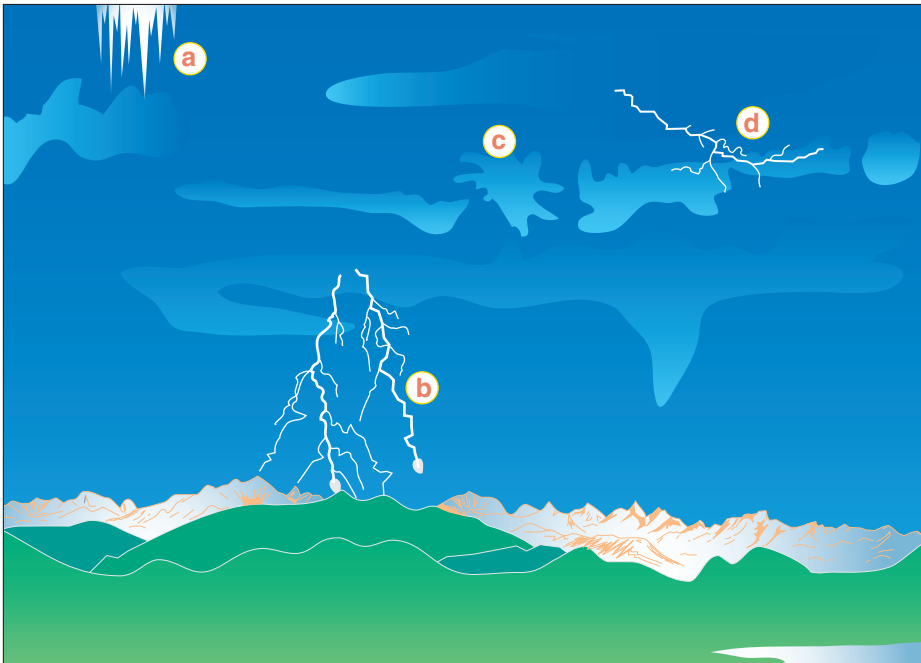
Ook bij orografisch onweer wordt lucht gedwongen 'en masse' op te stijgen, nu langs de hellingen van een min of meer dwars op de stroming gelegen bergmassief. Een ander type orografisch onweer is van een thermische oorsprong. Het ontstaat door aanwarming van de lucht boven hete zuidhellingen; op het zuiden georiënteerde hellingen onderscheppen het meeste zonlicht en warmen daardoor het sterkst op.

Onweer kan ook ontstaan in convergentiegebieden, zoals lagedrukgebieden en troggen (zie hoofdstuk 3). Ook daar vindt namelijk massale gedwongen opstijging van lucht plaats.

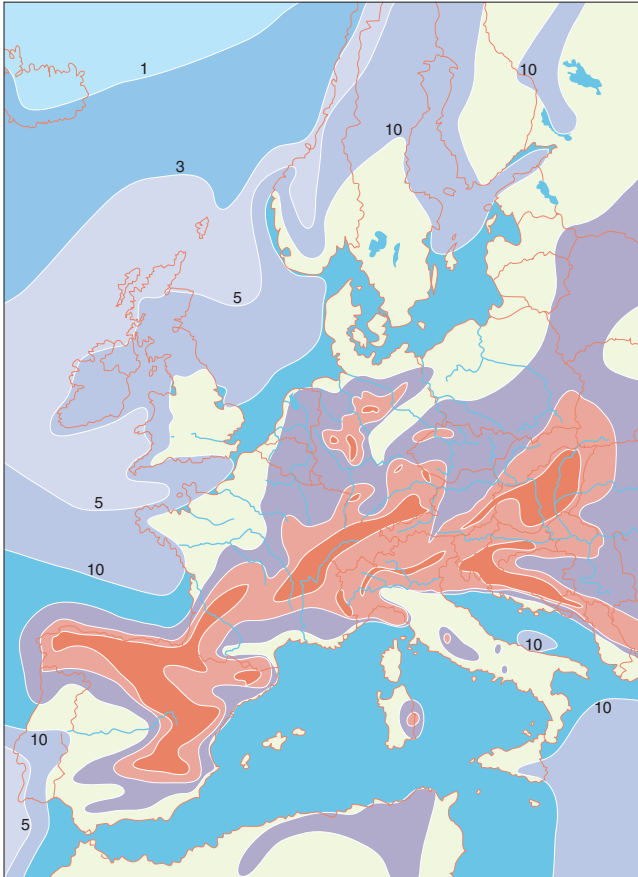
Door het transport van een relatief koele, vochtige luchtmassa over een warm (aard)oppervlak kan de opbouw zo onstabiel worden, dat onweersbuien worden gevormd. Men spreekt dan van advectief onweer.

10.13 Elektrische en akoestische verschijnselen

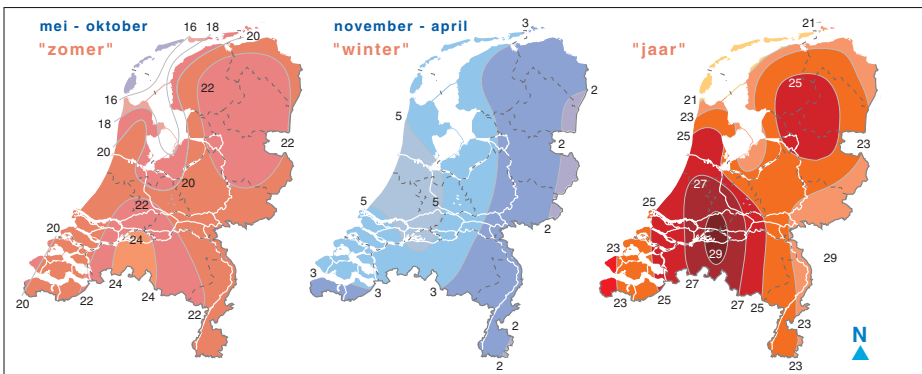
Karakteristiek voor een onweersbui zijn de elektrische ontladingen (de bliksem) en de daarmee gepaard gaande donder. Door verschillende mechanismen, die alle gelijktijdig of na elkaar werken, kunnen elektrische ladingsverdelingen in de wolk ontstaan. De ladingsverdeling brengt een potentiaalverschil in de wolk teweeg, maar ook tussen naburige wolken en tussen de wolk en de aarde. Het potentiaalverschil kan zo groot worden, dat de ‘isolator’ lucht op een bepaalde plek doorslaat. De vonkoverslag van het ene naar het andere ladingsgebied wordt bliksem genoemd. Een ontlading kan plaatsvinden tussen wolk en aarde (ca. 40% van de ontladingen), tussen wolken onderling, tussen de delen van de wolk en tussen de wolk en de omringende lucht. De bliksem veroorzaakt een grote verhitting van de lucht, die daarop explosief uitzet, hetgeen een akoestisch verschijnsel (schokgolf) teweegbrengt, dat donder wordt genoemd. Door weerkaatsing van het geluid tegen voorwerpen en luchtlagen met verschillende temperaturen krijgt een donderslag zijn rommelend karakter.



Vier soorten bliksemontlading: (a) van de wolk naar boven, (b) van de wolk naar de grond, (c) binnen een wolk en (d) van wolk naar wolk.



Het gemiddelde jaarlijks aantal dagen dat donder wordt gehoord in Nederland (onder) en Europa (links).



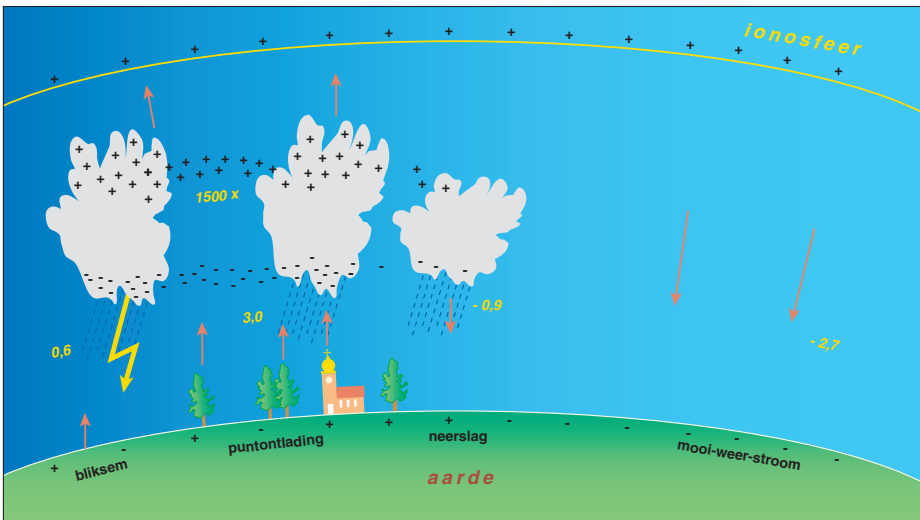
Per dag komen er rond de aarde ongeveer 50.000 onweersbuien voor; dat is, als men de levensduur van een onweersbui op enkele uren schat, 1500 onweersbuien. per uur. De grootste frequentie vindt men in de tropen. In de poolstreken komt nauwelijks onweer voor. In onze gematigde streken kan het hele jaar onweer voorkomen, maar de piek ligt duidelijk in de zomer. In Nederland komen er per jaar gemiddeld 25 à 30 dagen met onweer voor, waarvan de helft in de maanden juni, juli en augustus. In Nederland worden elk jaar enkele mensen door de bliksem getroffen.

10.13.1 Mooiweerstroom

In een ongestoorde atmosfeer is er een normale ladingsverdeling met een overmaat aan positieve ionen hoog in de atmosfeer (ionosfeer) en negatieve aan het aardoppervlak (figuur onderaan, geheel rechts).

Tussen de ionosfeer en het aardoppervlak komt een geringe lekstroom voor (2,7 microampère [μA] per km^2). Dit is de zogeheten mooiweerstroom. In de onderste meters van de atmosfeer staat een veldsterkte van 200 V/m.

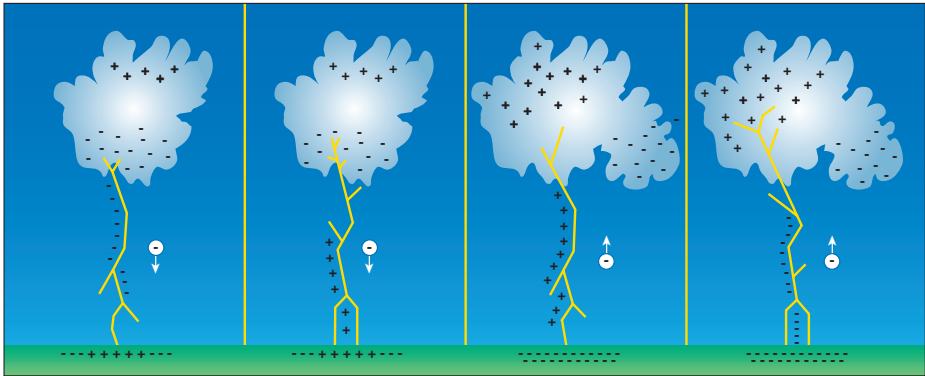
Gerekend over de gehele aarde heeft de mooiweerstroom een stroomsterkte van 1400 A. Indien de ionosfeer niet voortdurende zou worden opgeladen, zou de mooi weerstroom de ionosfeer binnen een halfuur hebben ontladen (via de mooiweerstroom). Blijkbaar is er dus een opladingsmechanisme, een generator: de onweersbuien. Een onweersbui zal de ionosfeer dus gemiddeld 1 A opladen. Deze stroomsterkte heerst gemiddeld over de gehele levensduur van de bui (figuur onder, geheel links).



10.13.2 De ladingsverdeling in een wolk

In de wolk ontstaat door ladingsscheiding via de neerslagelementen een verdeling met bovenin een overmaat aan positieve lading en onderin een negatieve. Het maximale spanningsverschil bedraagt 300 miljoen V/m. Veelal komt er onder in de wolk nog een klein gebied voor met een overmaat aan positieve ionen.

Onder de negatieve wolkenbasis wordt er een positief veld aan het aardoppervlak geïnduceerd. Boven het positieve aambeeld ontwikkelt zich in de ionosfeer een negatief veld. Het veld is dus tegengesteld gericht aan het mooiweerveld, dus loopt er nu een stroom omhoog. Soms komt er in de winterperiode een omgekeerde ladingsverdeling voor, dus een negatief geladen wolken top en een positieve basis. In dit type wolken komen weinig, maar zware ontladingen voor.



De bliksem

Ook binnen de onweerswolk vinden de voornaamste ladingstranporten door lekstromen plaats. De bliksem komt op de tweede plaats, namelijk wanneer de ladingsscheidende mechanismen zo intensief zijn, dat in korte tijd grote spanningsverschillen worden opgebouwd.

Onder de wolk worden de elektronen (-) in de aardkorst gedreven, zodat de aarde daar plaatselijk een + lading krijgt. Het elektrische veld is daarom omhoog gericht.

De doorslagspanning van droge lucht bedraagt 3 miljoen V/m. De elektrische spanning in het veld onder een onweersbui is meestal 100 tot 1000 keer kleiner dan de doorslagspanning.

De bliksem wordt alleen gevormd doordat door onregelmatige verdeling van de lading de doorslagspanning plaatselijk wordt benaderd. Er vindt dan enige

vonkvorming plaats, waardoor een geïoniseerd kanaal ontstaat, waarin de geleiding sterk toeneemt. Dit kanaal heeft een doorsnede van enkele centimeters.

Het proces herhaalt zich in een kettingreactie, de zogeheten voorontlading. Stootsgewijs groeit de voorontlading al vertakkend omlaag. Aan de punt heeft de voorontlading de elektrische spanning (-) van de wolkenbasis (figuur rechts).

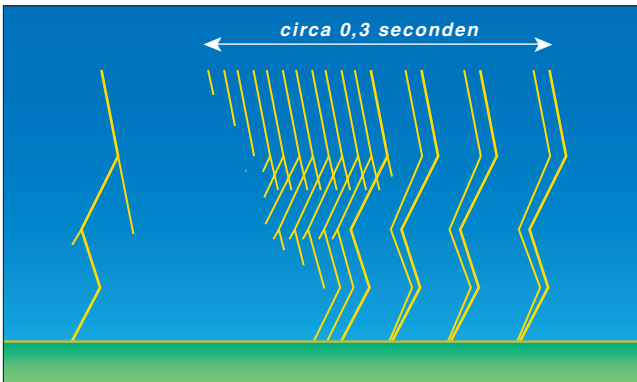
Ontwikkeling van voorontlading en vangontlading

Het voorontladingskanaal licht telkens iets op, maar dit is slechts zichtbaar te maken met een snel draaiende camera.

Komt het voorontladingskanaal in de buurt van de aarde (bv. $h = 100$ m), dan neemt het spanningsverschil in die onderste 100 m enorm toe, zodat er boven spitse punten dan geen sprake meer is van lekstromen, maar zelfs van vonkvorming (St. Elmusvuur), net zoals onder de wolkenbasis bij de naderende voorontlading; men noemt hem de vangontlading (+).

Zodra voor- en vangontlading contact maken is er kortsluiting tussen de aarde en de wolk: er is een volledig geïoniseerd ontladingskanaal gevormd.

Daarin vindt de hoofdontlading (-) plaats. Deze voert negatieve elektriciteit (elektronen) naar de aarde. Volgens de definitie van elektrische stroom is de bliksem dus van de aarde naar de wolk gericht. Het ontladingskanaal kan een aantal keren worden gebruikt (secondaire ontladingen).



Beeld van dezelfde bliksem met stilstaande en met bewegende camera.

10.14 Bliksemgevaar

De bliksem is één van de gevaarlijkste weersverschijnselen. Het is dan ook raadzaam om bescherming te zoeken, zeker wanneer het onweer nabij is en de tijd tussen bliksem en donder minder dan 10 seconden bedraagt. Het gevaar om persoonlijk door de bliksem getroffen te worden is relatief gering, maar de gevolgen kunnen ernstig zijn.

Onweersbuien kondigen zich meestal luid en duidelijk aan en ook in de weersverwachting wordt de kans op onweer aangegeven. Bij sommige onweerscomplexen wordt zelfs een weeralarm uitgegeven, meestal in verband met de zeer zware windstoten of de overvloedige neerslag die wordt verwacht. Bij naderend onweer kun je het best naar binnen gaan en de ramen gesloten houden. Veilig is ook een afgesloten auto of metalen caravan, omdat bij een blikseminslag de lading direct wordt afgevoerd. De restlading die op de auto achterblijft is zo gering dat je na een inslag niet tegen een paaltje hoeft te rijden. Wacht echter met uitstappen tot het onweer voorbij is.

Het licht van de bliksem is bijzonder fel en een nabije inslag kan je verblinden. Automobilisten moeten behalve op windstoten en zware regen ook daarop bedacht zijn. Binnenshuis kun je beter niet te dicht bij het raam staan. Bij een (nabije) blikseminslag zal de stroom zich een weg banen langs leidingen en daarom is het, om schade aan apparatuur te beperken, aan te raden tijdig stekkers uit de antenne-aansluitingen te halen en de telefoonaansluiting los te koppelen van de computer.



Tijdens onweer kun je, zeker als uw huis niet beveiligd is tegen de bliksem, ook beter geen bad of douche nemen en kranen, radiatoren en wasmachines niet aanraken. Wie buitenshuis overvallen wordt door het onweer en geen goede schuilplaats vindt, kan zich het best zo klein mogelijk maken door op de hurken te zitten. Houd daarbij de voeten tegen elkaar, zodat de stroom niet door het lichaam kan lopen. Schuil nooit onder een alleenstaande boom,

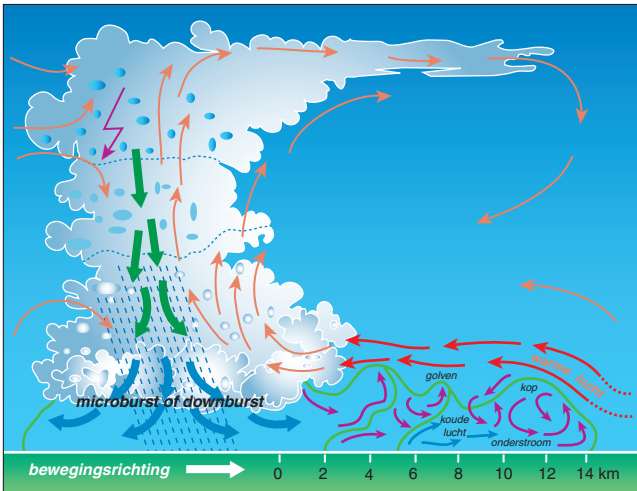
langs een bosrand of in de buurt van een metalen afrastering; ook bij een inslag dicht in de buurt kun je namelijk verwondingen oplopen.



Bij naderend onweer kun je meren, vaarten en de zee, ook vanwege plotselinge windstoten, het best verlaten: zwemmen, surfen en varen is dan levensgevaarlijk. Alleen boten met een afgesloten metalen kajuit zijn binnen veilig. Ook in een tent loop je groter risico dan binnenshuis, in een auto of een metalen caravan.

10.15 De luchtcirculatie in en om een zware bui

De luchtcirculatie in de beginfase van de wolk is als volgt. Midden in de wolk is de stijgstream het grootst, aan de zijkanten minder, doordat de stijging wordt afgeremd door de niet stijgende of zelfs dalende lucht buiten de wolk. Op het grensgebied van de wolk ontstaan wervels, opgewekt door de veranderingen in de windsnelheid en de windrichting met de hoogte. De wolk is volwassen na de vorming van neerslagelementen.



In de figuur links is de luchtcirculatie getekend in, onder en rond een zware (onweers)bui.

De vallende neerslag vernietigt op den duur de stijgende luchtbeweging in een groot deel van de wolk. Er ontstaat een krachtige dalstroom (down-draught). Afhankelijk van de doorsnede ervan wordt de dalstroom microburst (1-4 km) of downburst (4-10 km) genoemd.

De dalstroom komt tot stand doordat:

- a. de regen in haar val veel lucht meesleurt;
- b. de lucht door verdampende druppels wordt afgekoeld, waardoor de lucht zwaarder wordt dan de omgeving.

De omlaagstortende lucht moet bij het aardoppervlak zijdelings uitwijken en dringt onder de daar aanwezige warme lucht. In de bewegingsrichting van de volwassen buiencel stuwt de koude lucht de warme lucht omhoog, soms wel tot meer dan 20 km voor de bui uit. De voorzijde van de uitvloeiende koude lucht wordt mesokoufront of windstotenfront (gustfront) genoemd.

Een deel van de opgetilde warme en veelal vochtige lucht wordt naar de buiencel gezogen, wordt onstabiel en stijgt op, daarbij een of meerdere nieuwe buiencellen vormend. Als de oude cel na een levensduur van een halfuur tot een uur uitgeregend is en deels opgelost, hebben één of meerdere nieuwe cellen het volwassen stadium alweer bereikt. In het grensgebied van de dal- en stijgstroom (schering van de verticale wind!) is de turbulentie meestal matig tot zwaar, soms zelfs extreem.

Ook in het grensgebied van de uitstromende koude lucht en toestromende warme (verticale windschering!) kan de turbulentie zwaar zijn, omdat er dikwijls krachtige wervelingen worden gevormd. De uitstromende koude lucht veroorzaakt ook plaatselijk horizontale windschering. Uit deze beschrijving blijkt dat in en nabij buien alle soorten windschering en wervelingen voorkomen. Vandaar dat buien soms schade kunnen aanrichten aan bijvoorbeeld bossen of tenten; ook is het raadzaam dat zweefvliegers, ballonvaarders en piloten van kleinere vliegtuigen uit de buurt van buien blijven.

10.16 Tornado's en hozen

In grote buienwolken ontstaan bij sterk onstabiel weer soms hozen of tornado's. Dat zijn snel roterende kolommen lucht in en onder een bui. Ze kunnen ontstaan als de wind sterk toeneemt met de hoogte, dus bij een grote verticale windschering.

De lucht die aan de rechter voorzijde een buiencomplex binnendringt en dan omhoog beweegt, kan in haar opwaartse beweging worden versneld, als op 3 km hoogte een laag droge, relatief koude lucht wordt aangevoerd. Deze droge

lucht veroorzaakt samen met de vochtige lucht onder in de atmosfeer een potentieel onstabiele opbouw, die de stijgende lucht in de bui een extra opwaartse kracht levert. In grote Cb's komen opwaartse snelheden voor in de orde van 30-40 m/s.

Als er in de atmosfeer een flinke toename van de wind met de hoogte plaats vindt en een flinke ruiming van de wind, kan er in de opwaarts bewegende lucht een draaibeweging worden opgewekt.

Deze draaibeweging begint op een hoogte tussen 4 en 8 km. Dikwijls ontstaat er eerst een draaibeweging rond een horizontale as, die door de windschering wordt opgewekt. De krachtige opwaartse stroom kantelt de draaias in een verticale stand. De windruiming met de hoogte (windschering) versterkt de draaibeweging rond de verticale as.

Als de draaibeweging eenmaal goed op gang is gekomen, wordt aan de buitenzijde lucht uit de draaiende luchtmassa geslingerd, waardoor de luchtdruk in het centrum ervan gaat dalen. Dit veroorzaakt een toenemende luchtdrukgradiënt, die de draaibeweging doet toenemen. De draaiende kolom groeit vervolgens in de wolk naar beneden en wordt daarbij smaller. Dit veroorzaakt een toename van de draaibeweging aan het uiteinde van de trechter en weer uitslingeren van lucht. Het is een zichzelf versterkend proces.

Als de draaiende luchtkolom beneden de wolkenbasis komt, is hij goed te zien; de in het lagedrukcentrum gecondenseerde waterdamp maakt een bewegende slurf zichtbaar, die omgeven is door flarden snel draaiende bewolking. In die fase lost de slurf dikwijls weer op. Groeit hij door naar het aardoppervlak, dan vult hij zich met stof en kleine voorwerpen en/of water, dat hij op enige hoogte weer uit slingert. Hoewel de luchtdruk in een hoos of tornado ca. 10% lager kan zijn dan in de omgeving en door de zuigkracht schade kan ontstaan, veroorzaken vooral de hoge windsnelheden de meeste schade.

Er is in de VS eens een windsnelheid berekend (anemometers overleven een tornado niet) van 444 km/u. De meeste tornado's hebben een windsnelheid die varieert van 120 tot 250 km/u. De doorsnede en levensduur variëren van een paar meter en een paar minuten tot respectievelijk een paar honderd meter en enkele uren.

In België en Nederland komen zware windhozen, die we zouden kunnen vergelijken met de Amerikaanse tornado's, gelukkig niet veel voor, omdat de aanvoer van een laag droge lucht op een hoogte van ongeveer 3 km weinig voorkomt tijdens een onstabiele weersituatie.

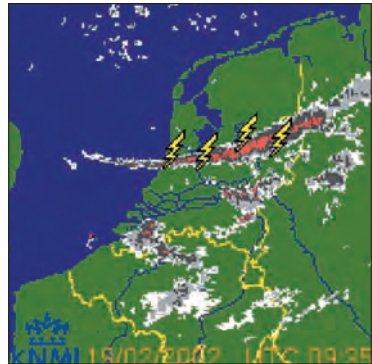
Waterhozen komen wat meer voor. Ze worden in de nazomer en herfst waar-

genomen onder Cb's die tijdens een aanvoer van koude massa boven het nog warme kustwater en grote meren zijn gevormd. In het Waddengebied en in Zeeland worden ze dan vrij veel waargenomen.

10.17 Radar en neerslag

Het enige instrument dat neerslag over een groot gebied kan detecteren, is de weerradar. De radar verschaft een goed beeld van de verdeling van neerslag over het land. Ook de structuur van neerslagproducerende systemen is in de radarbeelden goed te zien: zijn het afzonderlijke buien of trekt er een groot neerslaggebied over (zie ook het volgende hoofdstuk over neerslagsystemen).

Radargolven worden door neerslagelementen zoals regen, sneeuw en korrelhagel gereflecteerd; de veel kleinere wolkendruppeltjes leveren vrijwel geen reflecties op. Uit de hoeveelheid terugontvangen radarstraling kan de neerslagintensiteit berekend worden, zij het niet altijd even nauwkeurig. Als bijvoorbeeld de radarbundel niet geheel gevuld is met regendruppels of als de druppels elkaar afschermen, zijn de gemeten waarden niet geheel representatief voor de neerslagintensiteit. Verder kan er ook een deel van de neerslag onderweg tijdens de val verdampen. Bij de beoordeling van de neerslagintensiteit dient men met deze factoren rekening te houden. Het blijkt verder dat redelijk nauwkeurige intensiteitsmetingen slechts binnen een klein gebied, diameter tussen 100 en 150 km, rond de radar kunnen gebeuren. Verder weg geeft de radar nog wel informatie over neerslag, maar nauwelijks over neerslagintensiteiten. Dat komt doordat de radar daar alleen de neerslag ziet die zich hoger in de atmosfeer bevindt; de neerslag daaronder is door de kromming van het aardoppervlak voor de radar onzichtbaar geworden. In de figuur is een radarbeeld weergegeven.



10.18 Zicht in regen- en sneeuwbuien

Het zicht in regen- en sneeuwbuien kan gerelateerd worden aan de intensiteit van radarreflecties en daarmee aan de intensiteit van de neerslag van regen en sneeuw. In onderstaande tabel zijn enkele zichtwaarden gepresenteerd zoals uit radarintensiteiten (RR; in mm per uur) afgeleid en zoals die gemeten zouden kunnen worden met behulp van zichtmeters langs de



weg, dus niet zoals de automobilist die achter het stuur waarneemt. Het gaat om richtwaarden; exacte getallen zijn door de beperkte nauwkeurigheid van radarmetingen niet te geven. Bij verwachte waarden voor de neerslagintensiteit zijn de marges groter. Er is geen rekening gehouden met stuif- en spatwater. In de tabel is ook de zichtwaarde weergegeven waarboven of waaronder 10% van de werkelijke zichtwaarden zich bewegen.

Zicht (in m afgerond)						
RR (mm/uur)	10% >	regen	10% <	10% >	sneeuw	10% <
5	3600	2500	1400	700	400	200
10	2500	1700	1000	500	300	100
20	1800	1200	700	250	150	60
50	1100	700	400	120	75	30
100	750	500	300	75	45	20

10.19 Zicht in een hagelbui

In een hagelbui hebben de hagelstenen niet allemaal dezelfde grootte, maar er is een bepaalde verdeling van de grootte. De diameter van de meeste stenen ligt tussen de 5 en 20 mm. Men kan ook in een hagelbui de zichtafname berekenen uit de verdeling van de groottes. Het blijkt dat het teruglopen van het zicht enkel door hagelstenen maar gering is. Het zicht in een hagelbui loopt vooral terug doordat er in een zomerse hagelbui naast hagel ongeveer dezelfde hoeveelheid regen valt.

11. Weersituaties

11.1 Inleiding

Het weer wordt voor een belangrijk deel bepaald door de eigenschappen van de lucht die wordt aangevoerd. Nu eens zitten we in lucht die boven zee flink wat vocht heeft opgepikt; dan weer stroomt lucht over Nederland uit die boven de ijsmassa's van de noordpool of de besneeuwde Russische bodem ijzig koud geworden. En in de zomer voeren zuidenwinden warme lucht aan vanuit de Sahara. De waarden van de temperatuur, de vochtigheid en vooral van het dauwpunt zijn karakteristiek voor een bepaalde luchtsoort. Lucht krijgt zijn kenmerkende eigenschappen als hij lange tijd ergens vertoeft. Grote hogedrukgebieden maken het mogelijk dat uitgestrekte hoeveelheden lucht lange tijd op een bepaalde plaats verblijven; ze maken, samen met de lagedrukgebieden, op een later tijdstip overigens ook dat de luchtmassa's zich op zeker moment verplaatsen en naar Nederland stromen. In dit hoofdstuk wordt besproken hoe grootschalige weersystemen de verschillende luchtsoorten 'vormen', aanvoeren en afvoeren.

11.2 Weertype

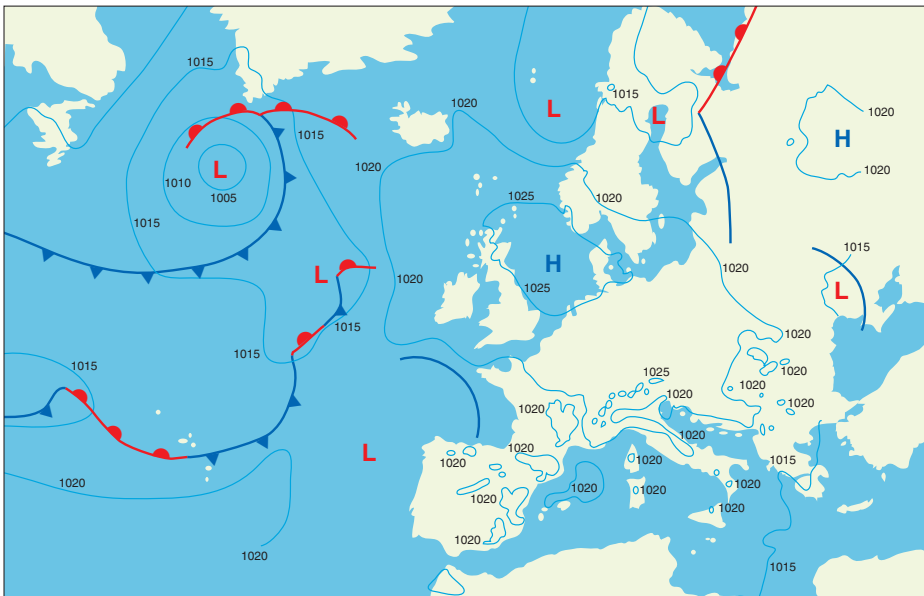
Het weer is een boeiend en levendig samenspel van de verschillende weerelementen zoals temperatuur, luchtvochtigheid, wind, zicht, bewolking of zonneschijn en neerslag. Bepaalde combinaties van die weerelementen geven ons een bepaalde gevoelswaarde omtrent het weer. Zo noemen we het 'schraal' als het stevig waait en de lucht tegelijkertijd koud en droog is. Als het warm is en tevens erg vochtig, vinden we het 'broeierig' of 'benauwd'. 'Guur' duidt op koud en winderig weer met regen of buien. Op deze wijze vatten we meerdere weerelementen in één begrip samen.

Bij het tot stand komen van een bepaald weertype in Nederland speelt een aantal factoren een rol. Op de eerste plaats zijn er de hoge- en lagedrukgebieden; dit zijn grootschalige weersystemen met afmetingen van honderden tot enkele duizenden kilometers. De ligging van de hoge- en lagedrukgebieden bepaalt wat voor lucht met wat voor eigenschappen naar Nederland stroomt. Als de lucht onderweg is of gedurende langere tijd boven een bepaald gebied verblijft, bepaalt de wisselwerking tussen het aardoppervlak en de lucht welke eigenschappen de lucht krijgt. Zo zal lucht die lange tijd boven zee verblijft,

makkelijk veel vocht opnemen; lucht die uit een winters Siberië komt, zal in het algemeen erg koud zijn en lucht in de zomer uit de Sahara erg warm. Het weer bij ons wordt voor een groot gedeelte bepaald door de eigenschappen van de lucht die naar Nederland gestroomd is. Daarbij spelen verder meteorologische processen op kleinere schaal een rol, zoals straling en wolkenvorming. Ook andere, niet meteorologische factoren zijn van belang; denk aan het tijdstip van de dag en aan terreinomstandigheden, zoals hoogte boven zeeniveau, begroeiing, ligging ten opzichte van water en dergelijke. Uiteindelijk is het weer op een plek die onze belangstelling heeft, het gevolg van de wisselwerking tussen de grootschalige weersystemen, kleinschalige meteorologische processen en niet-meteorologische factoren.

11.3 Grootschalige weersystemen

Bepalend voor het weer van dag tot dag over gebieden ter grootte van bijvoorbeeld een continent als Europa zijn de grote hoge- en lagedrukgebieden; ze hebben een doorsnee van ten minste enkele honderden kilometers en kunnen een omvang hebben tot een paar duizend kilometer. Deze weersystemen regelen het transport over grotere afstanden van lucht met bepaalde eigen-



Weerkaart met in de winter een typische vorstsituatie voor Nederland en in de zomer zonnig en warm weer.

schappen; ze halen nu eens warme, vochtige lucht van zuidelijke breedte naar Nederland en voeren dan weer koude heldere lucht aan van noordelijke breedten. Ook bepalen de hoge- en lagedrukgebieden de snelheid waarmee de luchtaanvoer plaatsvindt; de belangrijke factor daarbij is het luchtdrukverschil dat optreedt over een bepaalde afstand. Om deze redenen is het voor meteorologen zo belangrijk om na te gaan waar de grote hoge- en lagedrukgebieden liggen en hoe ze zich verplaatsen. Dat kan aan de hand van weerkaarten. De ligging van de weersystemen bepaalt ook de luchtstroming op grote schaal en dus van de gemiddelde windrichting en windsnelheid (zie het hoofdstuk over Wind). Daarmee ligt dan tevens vast waar de lucht vandaan komt die Nederland over enige tijd bereikt. Uit weerkaarten is de gemiddelde windrichting gemakkelijk te bepalen. De lucht stroomt namelijk rond een lagedrukgebied tegen de wijzers van de klok in en rond een hogedrukgebied met de wijzers van de klok mee. In de figuur is dat schematisch weergegeven.

In de figuur is een voorbeeld van een weerkaartje van West-Europa weergegeven. Een krachtig hogedrukgebied boven Scandinavië houdt een noordoostelijke stroming in stand, waarmee 's winters koude en droge lucht naar Nederland zou komen zetten: er komt dan ook vorst. In de zomer voert de noordoostenwind eveneens droge lucht aan, die in dat jaargetijde juist warm is; de zelfde weerkaart staat dan garant voor een periode met fraai zomerweer.

11.4 Luchtsoorten

Het is niet alleen van belang waar de lucht vandaan komt; ook de eigenschappen van de lucht die over Nederland uitstroomt, zijn belangrijk. Gaat het bijvoorbeeld om warme of koude lucht, is de lucht vochtig of droog, komt er bewolking in voor waar regen of sneeuw uit kan gaan vallen, enzovoort.

Als de lucht over een gebied met een omvang van minstens enkele honderden kilometers overal ongeveer dezelfde eigenschappen heeft, dan spreken we van een bepaalde luchtsoort of luchtmassa. Er mogen natuurlijk wel plaatselijke verschillen zijn, maar die moeten betrekkelijk klein zijn. Nu blijkt dat met name de temperatuur en de vochtigheid kenmerkend zijn voor een bepaalde luchtsoort. Het gebied waar een luchtsoort zich vormt, heet het brongebied. De eigenschappen van het brongebied drukken een stempel op de aard van de luchtsoort die ontstaat. Het is duidelijk dat zo'n brongebied tamelijk homogene ondergrond moet bieden, met overal vrijwel dezelfde temperatuur en vochtigheid. Verder moet de lucht er lang genoeg kunnen verblijven om de eigenschappen aan te nemen: ze moet in zo'n brongebied dan ook stagneren

of vrijwel stilstaan. Het best wordt aan deze eisen voldaan in hogedrukgebieden boven zee, boven uitgestrekte sneeuwvelden (Siberië), boven woestijnen (Sahara) en boven gelijkmatig begroeide gebieden als bossen en steppen. We kunnen de luchtsoorten indelen naar de geografische positie van de brongebieden. Van belang voor de eigenschappen van de lucht, met name voor de vochtigheid, is ook nog of het brongebied boven zee ligt of boven land. We spreken van maritieme lucht als het brongebied boven zee ligt. We spreken van continentale lucht als het brongebied boven land ligt. Als een luchtsoort in het brongebied ontstaan is, komt er een moment dat de lucht zich gaat verplaatsen naar andere gebieden. In die andere gebieden wijken de omstandigheden af van die in de 'geboortestreek'. Dat heeft tot gevolg dat de luchtsoort langzamerhand andere eigenschappen gaat krijgen. We zeggen dat de luchtsoort transformeert. De eigenschappen van een luchtmassa bij aankomst in Nederland hangen af van:

- Het brongebied (bijvoorbeeld Siberië).
- De weg die de lucht heeft afgelegd (via Rusland of over de Oostzee).

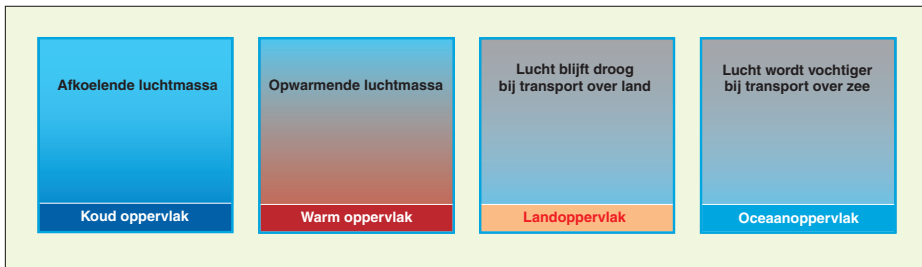


Brongebieden van luchtsoorten en hun meest voorkomende baan naar Nederland.

- De tijd die de lucht onderweg is (is hij langzamerhand wat opgewarmd of afgekoeld of ging de aanvoer daarvoor te snel).

Verandering van eigenschappen van luchtmassa's door (van links af):

- Verplaatsing over zee.
- Verplaatsing over land.
- Verplaatsing over warm oppervlak.
- Verplaatsing over koud oppervlak.



11.5 Luchtsoortclassificatie

De volgende luchtsoorten worden onderscheiden, aangeduid met twee (hoofd)letters, voorafgegaan door een m voor het geval de lucht van maritieme oorsprong is en door een c in het geval de lucht van continentale oorsprong is. In de figuur zijn de brongebieden van deze luchtsoorten weergegeven en hun baan naar Nederland.

• Arctische Lucht (AL)

Hiervan ligt het brongebied boven de poolstreken (Groenland), die gewoonlijk bedekt zijn met ijs. Als deze lucht naar Nederland stroomt, begint hij koud en droog; onderweg warmt de lucht enigszins op en hij neemt boven zee en oceaan wat vocht op. Deze luchtsoort speelt in het winterseizoen een belangrijke rol. Winterse buien, die sneeuw en hagel brengen, worden afgewisseld door felle opklaringen. Vooral landinwaarts is er 's nachts weinig wind, is het helder en daalt de temperatuur vaak tot onder nul.

• Polaire Lucht (PL)

Het brongebied van deze luchtsoort ligt op de gematigde breedten, ruwweg tussen de 40e breedtegraad en de poolcirkel. De continentaal polaire lucht (cPL) is afkomstig uit Rusland en Siberië. In de winter is deze droge lucht koud

en komt er vorst, meestal zonder gladheid. In de zomer is de continentaal polaire lucht daarentegen warm.

Maritiem polaire lucht (mPL) bereikt Nederland vanaf de Atlantische Oceaan. Als de lucht afkomstig is van noordelijke breedten dan is de temperatuur in deze vochtige lucht min of meer normaal. Komt de lucht zuidelijker van de oceaan, bijvoorbeeld uit de omgeving van de Azoren, dan is het vrij zacht.

• Tropische Lucht (TL)

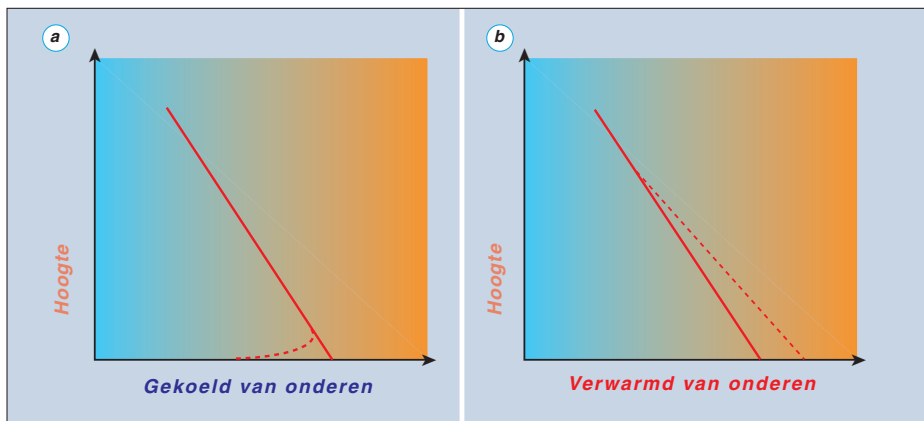
Deze neemt zijn karakteristieke eigenschappen aan in brongebieden in de subtropen. De lucht bereikt Nederland het hele jaar door met relatief hoge temperaturen. Maritiem tropische lucht (mTL) is altijd erg vochtig. De droge continentaal tropische lucht (cTL) komt uit de Sahara.

• Equatoriale Lucht (EL)

Deze lucht ontstaat in de equatoriale lagedrukzone, is warm en vochtig, maar bereikt Nederland vrijwel nooit.

11.6 Koude en warme massa

De in de vorige paragraaf beschreven indeling van luchtsoorten ging uit van de geografische oorsprong van de lucht. Een ander veel gebruikt criterium voor het indelen van luchtmassa's is het verschil in temperatuur van de lucht en het onderliggende aardoppervlak. We spreken van koude massa als de temperatuur van de lucht op 1,5 m hoogte lager is dan die van het aardopper-



Temperatuurverloop in warme massa (links, afkoeling aan de onderzijde) en koude massa (rechts, aanwarming aan de onderzijde).

vlak; is het omgekeerde het geval dan hebben we te maken met warme massa. Warme massa wordt in de onderste laag dus door het aardoppervlak afgekoeld en koude massa opgewarmd. Zoals we in de hoofdstukken over neerslagproducerende systemen nog zullen zien, verschillen de weerverschijnselen in de koude massa daardoor heel sterk van die in warme massa. Deze massa-eigenschappen kunnen veranderen door het dagelijkse bewegingsverloop van de temperatuur van het aardoppervlak of doordat de lucht over een ander type ondergrond stroomt. Zo kan een luchtsoort zich in hetzelfde gebied nu eens voordoen als warme massa en dan weer als koude massa. Door het afkoelen van het aardoppervlak wordt de lucht 's nachts warme massa; overdag gaat zij door aanwarming van de bodem weer over in koude massa.

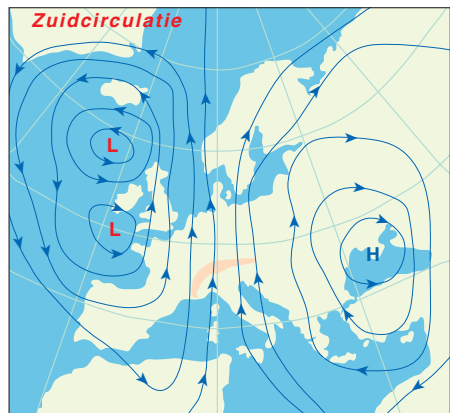
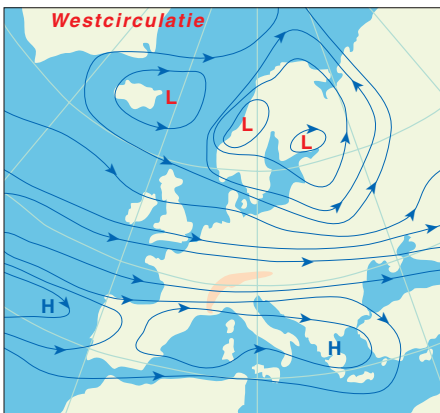
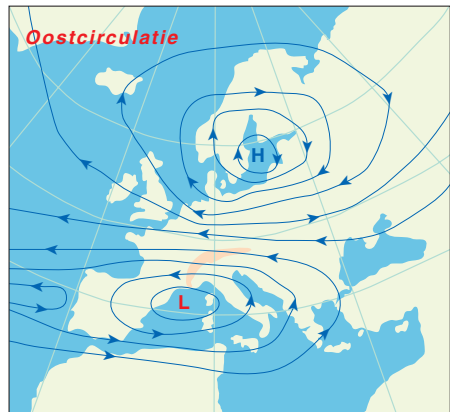
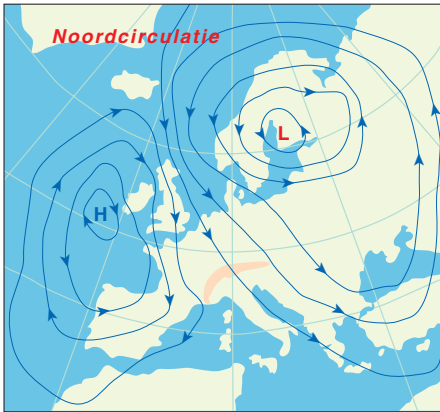
11.7 Fronten en weeromslagen

Waar twee luchtsoorten aan elkaar grenzen, veranderen de eigenschappen van de lucht, zoals temperatuur en vochtigheid, vaak sterk over korte afstand. De overgangszone tussen twee verschillende luchtsoorten is meestal namelijk smal, ongeveer enkele tientallen kilometers breed. Zo'n overgangszone heet een front. De verschillen tussen twee luchtsoorten zijn niet alleen aan het aardoppervlak merkbaar; ook op grotere hoogte vind je ze terug. Een front staat niet loodrecht op het aardoppervlak, maar helt naar voren of naar achteren. Trekt er een front voorbij, dan komen we van de ene luchtsoort in de andere terecht. Met andere woorden: het weer slaat om. Een weeromslag gaat meestal gepaard met onder andere regen of sneeuw en een draaiende en enige tijd toenemende wind. Zo wordt bijvoorbeeld na een vorstperiode continentaal polaire lucht verdreven door maritiem polaire lucht met een temperatuur boven nul. De frontpassage die de overgang markeert, gaat vergezeld van regen, vaak voorafgegaan door sneeuwval, ijsregen, ijzel of combinaties daarvan. In het hoofdstuk over neerslagproducerende systemen wordt hierop nader ingegaan.

11.8 Stromingspatronen

Aan de hand van de ligging van de grote hoge- en lagedrukgebieden kan bepaald worden wat de grootschalige luchtstroming is. Er zijn een aantal basispatronen, die erg kunnen helpen bij de beeldvorming over het weer voor de komende 1 tot 2 dagen. De meteoroloog spreekt niet van stromingspatroon of stromingstype, maar van circulatietype. In de figuur zijn de voor-

naamste stromingspatronen schematisch weergegeven. Gebieden met hoge luchtdruk zijn gestippeld weergegeven. Het verloop van de grootschalige luchtstroming is met pijlen aangegeven.



De belangrijkste circulatietypen voor Nederland.

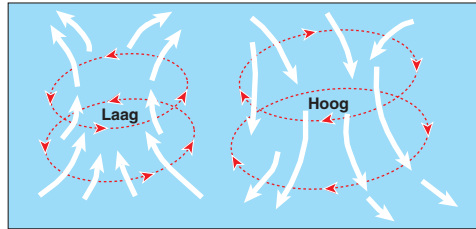
12. Depressies, fronten en andere neerslagproducerende weersystemen

12.1 Inleiding

In hoofdstuk 10 (Neerslag en buien) is de samenhang besproken tussen neerslag en bewolking; ook zagen we hoe de neerslagsoort afhangt van de omstandigheden. Weersystemen die de neerslagwolken creëren komen in dit hoofdstuk aan de orde.

12.2 Weersystemen en weer

Om bewolking te krijgen, zijn opwaartse luchtbewegingen nodig; de opstijgende lucht koelt af en raakt oververzadigd, zodat condensatie optreedt. Zo ontstaan wolken waaruit neerslag kan vallen. In de hoofdstukken over vocht (6) en over neerslag en buien (10) zijn we hier uitvoeriger op ingegaan.



Stijgende luchtbewegingen komen onder andere voor in lagedrukgebieden. Neerslagwolken worden dus vooral aangetroffen in en rond lagedrukgebieden. Bij zo'n lagedrukgebied kunnen nog specifieke systemen onderkend worden die neerslag produceren, namelijk fronten en buienzones.

In hogedrukgebieden treden dalende luchtbewegingen op. Deze doen eventueel aanwezige bewolking oplossen en geven in het algemeen aanleiding tot fraai weer.

12.3 Frontale zones en weer

Boven verschillende delen van Europa en de Atlantische Oceaan toont de lucht gewoonlijk uiteenlopende eigenschappen: er zijn verschillende luchtsoorten aanwezig. De overgangszones tussen twee luchtsoorten zijn tamelijk

smal; deze zogeheten frontale zones zijn slechts enkele tientallen kilometers breed. De luchtmassa's zijn voortdurend in beweging; daarbij is het onvermijdelijk dat de ene luchtmassa de andere verdringt. De koudere luchtmassa, die zwaardere lucht bevat, dringt onder de warme lucht; de warme luchtmassa wordt daardoor gedwongen tegen de koude massa op te glijden. Dat is een langzaam proces en de frontale zone waar dit gebeurt, blijkt ook niet verticaal te staan, maar te hellen.

Wordt koude lucht verdrongen door warme, dan glijdt de opdringende warme lucht tegen de koude lucht op en wel in de richting waarin de luchtmassa's bewegen. Het scheidingsvlak tussen de koude en warme lucht is in dit geval van een warmtefront. Wordt warme lucht daarentegen verdrongen door koude, dan wrikt de koude lucht zich onder de warme; die wordt dan dus eveneens gedwongen tegen de koude lucht op te stijgen, maar nu tegen de bewegingsrichting in. De frontale zone van dit zogeheten koufront helt daarom tegen de verplaatsingsrichting in.

In de figuren op pag. 148 (onder) en pag. 149 is schematisch weergegeven hoe de fronten hellen als verschillende luchtmassa's bewegen en op elkaar botsen. De warme lucht is in principe warme massa, die niet spontaan opstijgt, maar daartoe gedwongen wordt. Dit is een situatie waarbij vooral horizontaal uitgestrekte, gelaagde bewolking ontstaat, die echter wel geleidelijk tot grote hoogte kan reiken. De koude lucht daarentegen is koude massa; hierin kunnen lichtbellen wel spontaan opstijgen. In die koude luchtmassa's ontstaat daardoor gewoonlijk verticaal ontwikkelde bewolking: cumuluswolken die uiteindelijk over kunnen gaan in cumulonimbus, zodat er buien optreden. Dat betekent dat het weer tijdens het passeren van een warmtefront wezenlijk verschilt van dat tijdens de passage van een koufront. Voordat we dat in wat meer detail bespreken, zullen we eerst nagaan hoe de verschillende luchtmassa's ten opzichte van depressies en hogedrukgebieden gesitueerd zijn.

12.4 Weersystemen en luchtmassa's

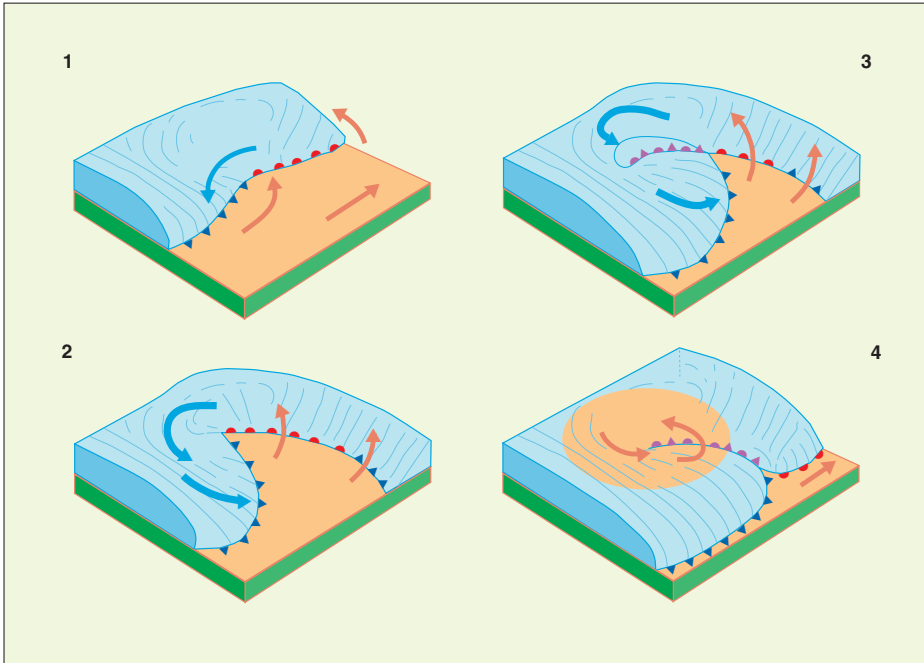
De lagedrukgebieden die bij ons het weer bepalen, ontstaan vaak op de scheiding tussen warme, vochtige luchtmassa's die zich in het zuiden bevinden en koude, drogere luchtmassa's ten noorden daarvan (figuur pagina 148 boven, 1). Dat gebeurt via een ingewikkeld proces, waarop hier niet in detail ingegaan wordt. Het komt er in het kort op neer dat in de scheidingszone, het zogeheten polaire front, golvingen ontstaan (figuur pagina 148 boven, 2), die onder bepaalde omstandigheden groter worden (figuur pagina 148 boven 3

en 4). Het ontstaan van deze golvingen hangt nauw samen met stromingen op 5 tot 10 km hoogte in de atmosfeer, waar zich de zogeheten straalstroom bevindt. Een zich ontwikkelende golf gaat gepaard met dalingen van de luchtdruk aan het aardoppervlak en versterkte stijgende luchtbewegingen, uiteindelijk resulterend in een lagedrukgebied met afmetingen van honderden kilometers. Gezien het stromingspatroon rond een lagedrukgebied (tegen de wijzers van de klok in), beweegt de koudste lucht aan de achterkant van de depressie naar het zuiden (figuur pagina 148 boven, 2 en 3) en de warme lucht aan de voorkant naar het noorden. De voorste begrenzing van de koude lucht, het koufront (blauwe lijnen met driehoekjes), verplaatst zich sneller dan de voorste begrenzing van de warme lucht (warmtefront, rode lijnen met halve bolletjes). Waar de warme lucht de koude lucht heeft ingehaald, of beter opgetild, ligt het oclusiefront; dat is in de tekeningen in paars weergegeven.

Doordat er eerst een uitstulping van warme lucht in de koude lucht is geweest, bevindt zich helemaal aan de voorkant van de depressie ook koude lucht, die door een vorig lagedrukgebied daar terecht is gekomen. Trekt een depressie voorbij, dan zitten we dus eerst in koude lucht. Vervolgens passeert een warmtefront en komen we in warme lucht. Na enige tijd passeert een koufront en komen we weer in koude lucht. Meestal is deze koude lucht nog een stuk kouder dan de koude lucht aan de voorkant van de depressie.

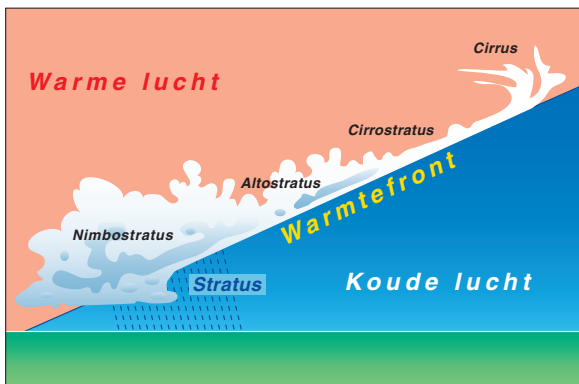
12.5 Passage van een warmtefront

De helling van een warmtefront is maar klein, zodat het proces langzaam en geleidelijk verloopt. De snelheid waarmee de lucht stijgt, ligt in de orde van enkele honderden meters per uur. Merk op dat stijgsnelheden liggen in de orde van centimeters per seconde, terwijl horizontale windsnelheden in de orde van meters per seconde liggen. Ver voor het front uit, dus op honderden kilometers afstand, nemen we de warme lucht al waar in de hogere luchtlagen, dat is op zo'n 8 tot 10 km hoogte. Hier is de temperatuur laag, en er komen meest ijskristallen voor. We zien de bewolking in de vorm van windveren: cirrusbewolking. In de onderste luchtlagen is de lucht nog koud; er kan zich daar wat cumulusbewolking hebben gevormd. In dat stadium is er nog weinig bewolking en overdag dus veel zon. De bewolking in de hogere luchtlagen wordt, naarmate het warmtefront dichterbij komt, dichter en komt ook op lagere niveaus. Ten slotte is de bewolking via cirrostratus, en altostratus in een dik pak nimbostratus overgegaan waaruit neerslag valt. De wind krimpt en trekt aan; een krimpemde wind draait tegen de wijzers van de klok in. De



In de figuren hierboven is de ligging van de luchtmassa's ten opzichte van het lagedrukgebied geschetst, waarbij ook het warmtefront en koufront getekend zijn. Tevens is de bewegingsrichting van het geheel weergegeven.

luchtdruk daalt, eerst langzaam, dan sneller. De situatie bij een warmtefront is in de figuur hieronder weergegeven. Uit zo'n dik pak bewolking valt langdurig regen, in de winter ook sneeuw of ijsregen vallen.

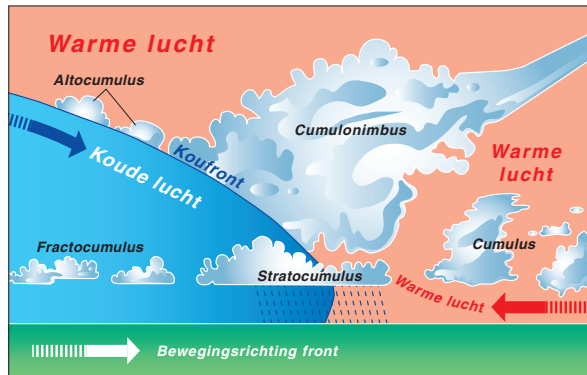


12.6 Warme sector

Na het passeren van het warmtefront zijn we terechtgekomen in het gebied tussen het warmtefront en het koufront, de zogeheten warme sector.. De wind ruimt, dat wil zeggen draait met de wijzers van de klok mee; hij neemt veelal echter nauwelijks in kracht af. De luchtdruk daalt niet verder, maar stijgt ook niet. Soms klaart het in de warme sector op en blijft het droog. Vaak is het echter egaal bewolkt, bestaat de bewolking uit stratus, altostratus en stratocumulus en valt er wat motregen. De luchttemperatuur ligt hoger dan voor de warmtefrontpassage.

12.7 Passage van een koufront

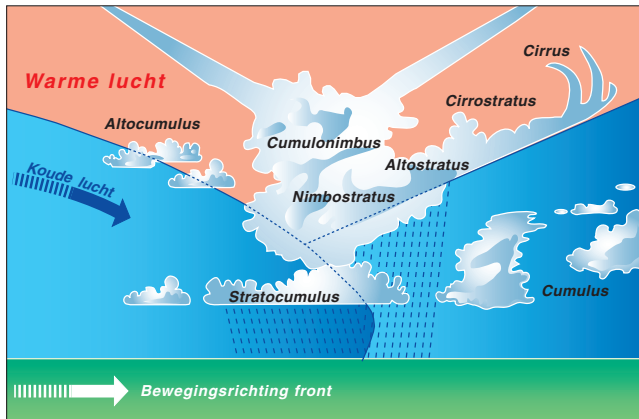
Na enige tijd neemt de bewolking in de warme sector op de nadering van het koufront weer toe; ook neemt ze grote verticale afmetingen aan. De koude lucht dringt vaak met geweld onder de warme lucht, waardoor deze gedwongen wordt snel op te stijgen. De stijgsnelheid bedraagt soms enkele



m/s, dezelfde orde van grootte dus als de horizontale snelheid. Vlak voor het koufront ontstaan door deze ontwikkelingen soms heftige regen- of onweersbuien. De wind krimpt tijdelijk, draait dus tegen de wijzers van de klok in, en neemt sterk in kracht toe. In de buien voor het front komen windstoten voor. De luchtdruk daalt onafgebroken. Op het moment dat het koufront passeert, ruimt de wind sterk en bereikt zijn grootste kracht, terwijl de luchtdruk op z'n laagst is. Na de koufrontpassage stijgt de luchtdruk weer, zelfs tot boven de waarde aan de voorzijde van het front. In de figuur is schematisch de passage van een koufront weergegeven.

12.8 Passage van een occlusie

Een occlusiepassage vertoont de kenmerken van zowel een koufontpassage als een warmtefrontpassage. De warme sector ontbreekt.



12.9 Luchtmassabuien

Achter het koufront stroomt er koude lucht binnen. Die lucht heeft het karakter van koude massa; er ontwikkelen zich gemakkelijk de typische cumuluswolken, die uit kunnen groeien tot buien. Men spreekt dan van luchtmassabuien, omdat ze kenmerkend zijn voor de luchtmassa.

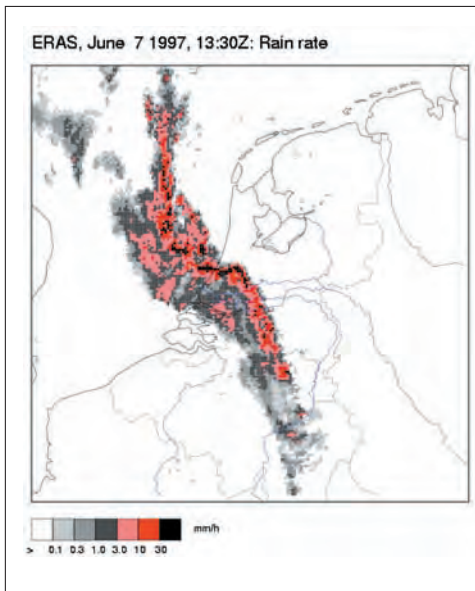
12.10 Buienlijnen en troggen

Soms zijn de buien min of meer langs een lijn georganiseerd. Die buien zijn dan zwaar en gaan vergezeld van heftige windstoten. Zo'n lijn waarlangs de buien gerangschikt zijn heet wel een squall-line. Soms komt er achter een koufront een zone voor waarin de buienactiviteit sterk toeneemt en waar het ook harder waait. In dat geval spreekt men van een trog. Soms zijn de weersverschijnselen in zo'n trog heftiger dan tijdens de passage van het koufront. Buienlijnen en troggen zijn op radarbeelden goed te volgen. De neerslagintensiteit is vaak erg hoog.

12.11 Conceptuele modellen

In het voorgaande werd uitgebreid stilgestaan bij het begrip: front. Fronten vormen, zoals eerder beschreven, de scheidingslijn tussen warme, vochtige lucht, die vanuit de tropen of de subtropen naar het noorden stroomt enerzijds en koudere, van de noordelijke oceaan of uit de poolstreken afkomstige lucht, die zuidwaarts trekt, anderzijds. De frontentheorie werd ontwikkeld in de periode kort na de Eerste Wereldoorlog aan de universiteit van Bergen in Noorwegen; nog steeds spreekt men daarom van de Noorse School als men het heeft over de wetenschappers die er werkten of het gedachtegoed dat zij vertegenwoordigen. De theorieën van de Noorse School vormden destijds een eerste antwoord van de meteorologische gemeenschap op de complexiteit aan waarnemingen die beschikbaar zijn om weersverwachtingen te maken; door te werken met zogeheten conceptuele modellen als warmtefront, koufront en occlusie probeerde men de waarnemingen te ordenen en in hun onderlinge samenhang te kunnen plaatsen.

In de huidige situatie is het aantal beschikbare waarnemingen veel groter dan destijds; de complexiteit van de patronen van de verschillende elementen die eruit kunnen worden afgeleid, is gegroeid. Vandaar dat er binnen de zogeheten synoptische meteorologie nog steeds een sterke behoefte is aan de ordening en de relatieve eenvoud die conceptuele modellen kunnen verschaffen.



Passage van buienlijnen. Een eerste buienlijn is vrijwel alleen actief boven de Noordzee. De tweede buienlijn trekt over Nederland en gaat vergezeld van zeer zware windstoten.

12.12 Nieuwe ontwikkelingen

In de loop der jaren zijn er talrijke verfijningen aangebracht in de oorspronkelijke frontconcepten; nieuwe typen waarnemingen, zoals bijvoorbeeld de radiosonde-waarnemingen, de radar- en de satellietbeelden, genereren nieuwe meteorologische kennis, waarin behoefte is aan nieuwe of bijge-

13. Weersverwachtingen

13.1 Waarnemingen

Het weer wordt niet alleen bepaald door grootschalige weersystemen; ook kleinschalige weersystemen, natuurkundige en meteorologische processen in de dampkring en niet-meteorologische factoren spelen een rol. Al die verschillende invloeden dragen bij aan het weer op een bepaalde plaats op een bepaald tijdstip.

Als we het weer gedetailleerd willen weten, zouden we al deze factoren precies moeten kennen. Dat alleen al is volstrekt onmogelijk. Zo zou, om kleine systemen exact te kunnen beschrijven, ook op overeenkomstig kleine schaal gemeten moeten worden. Voor systemen met afmetingen van een paar honderd meter, zoals tornado's of buien, zou dan een heel dicht meetnet nodig zijn met stations op een afstand van een paar honderd meter van elkaar. Dat is in de praktijk natuurlijk niet te realiseren. Nu is het gelukkig bijna nooit zo dat alles tot op een tiende millimeter nauwkeurig bekend moet zijn. In het algemeen is een niet al te gedetailleerde beschrijving voldoende, waarvoor een niet al te fijn waarneemnetwerk volstaat. Toch geldt dat hoe meer detail nodig is en hoe kleinschaliger de bepalende factoren en processen zijn, des te fijnmaziger is het vereiste waarneemnetwerk.

13.2 Wereld Meteorologische Organisatie

Om bepaalde weersituaties tijdig aan te zien komen, zijn gegevens nodig afkomstig uit een groot gebied. Het weer in Nederland op zeker tijdstip wordt niet alleen bepaald door de omstandigheden in Nederland zelf, maar kan al dagen eerder op duizenden kilometers afstand in de maak zijn. De gegevens van bijvoorbeeld Amerika, Rusland of China zijn ook nodig om een goede uitspraak te doen over de weersontwikkeling in Nederland. Alle weerwaarnemingen worden dan ook wereldwijd uitgewisseld. Om deze internationale uitwisseling van berichten goed te laten verlopen, is de Wereld Meteorologische Organisatie (WMO) opgericht. De WMO is een onderdeel van de Verenigde Naties en is gevestigd in Genève; de meeste landen in de wereld zijn erbij aangesloten.

13.3 Wereldwijde telecommunicatie

De weerwaarnemingen worden wereldwijd verzonden via een speciaal telecommunicatienetwerk, dat ook door de WMO beheerd wordt. Alle landen zijn daarop aangesloten. Via dit netwerk verspreidt het KNMI Nederlandse weerwaarnemingen wereldwijd en ontvangt het ook weer alle berichten uit andere landen. Uiteindelijk heeft het KNMI op deze wijze ongeveer een kwartier na waarnemingstijd de beschikking over de weerrapporten uit Europa en na ongeveer een uur over de waarnemingen van het noordelijk halfrond.



Gebouw WMO, Genève.

13.4 Weerprognoses

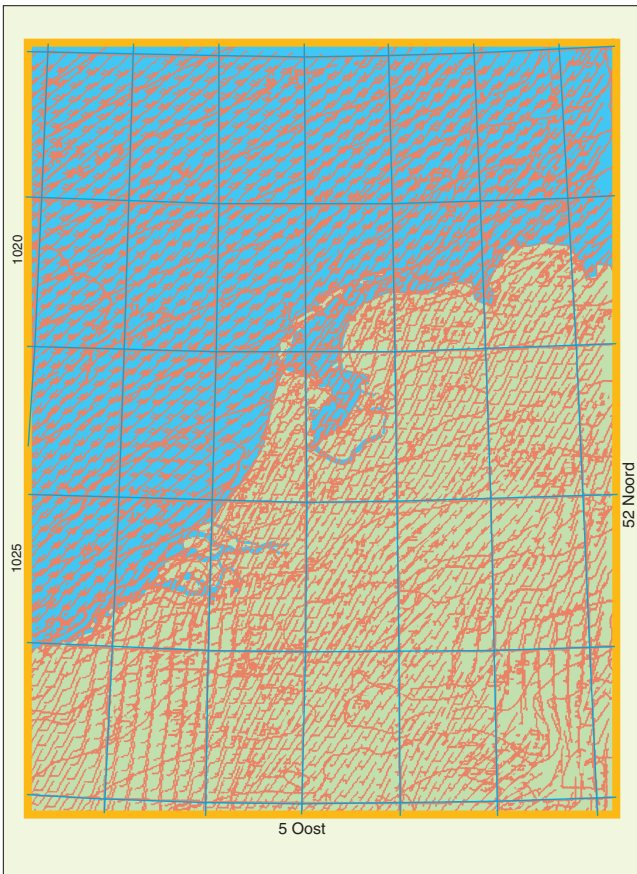
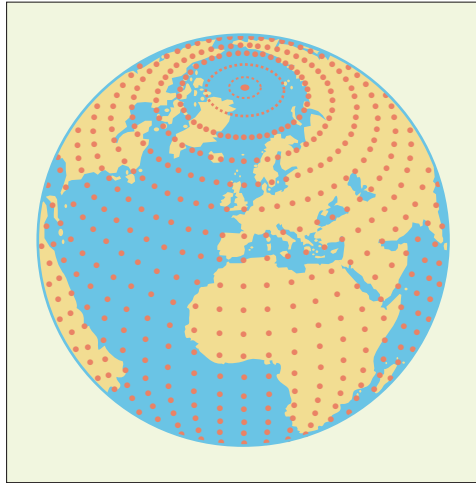
Zijn de weergegevens eenmaal beschikbaar, dan is de volgende stap om de gegevens te analyseren, zodat een beeld van de heersende toestand verkregen wordt. Daartoe worden de gegevens gepresenteerd op een geografische kaart, zodat de meteoroloog direct kan zien welk weer zich op welke plaats voordoet. Zo'n weerkaart verschaft inzicht in de ligging van de hoge- en lagedrukgebieden en de verschillende luchtsoorten, hun scheidingszones, de zogeheten fronten en andere conceptuele modellen.

Door patronen op geanalyseerde weerkaarten te extrapoleren, kan de meteoroloog zich ook een beeld vormen over de weersontwikkeling tot ongeveer een dag vooruit. Dat weerbeeld is niet erg gedetailleerd. Om op die termijn meer detail te krijgen en ook voor de beeldvorming van de weersontwikkelingen verder vooruit, voldoet de extrapolatiemethode niet meer; daarvoor zijn gecompliceerde modellen van de atmosfeer nodig, die met behulp van supercomputers doorgerekend worden.

13.5 Atmosfeermodellen

In deze computermodellen wordt de atmosfeer gezien als een dunne gasvormige schil rond een bol, waarop wetten uit de stromingsleer en uit andere delen van de natuurkunde van toepassing verklaard kunnen worden. Relevante wetten zijn bijvoorbeeld de bewegingswetten van Newton, de algemene

gaswet en behoudswetten voor massa en energie. De natuurkundige kennis wordt omgezet in wiskundige formules, waarmee een computerprogramma berekeningen kan uitvoeren. Uitgaande van een begintoestand, bepaald uit weerwaarnemingen, berekent de computer de waarde van allerlei meteorologische variabelen voor enkele uren tot enkele dagen vooruit. Voorbeelden van variabelen waarmee gerekend wordt zijn de



Boven: Voorbeeld van de verdeling van roosterpunten op de aardbol voor berekeningen van de toestand van de atmosfeer en de te verwachten ontwikkelingen. Inmiddels wordt veelal gewerkt met fijnmaziger roosters (vergelijk de figuur links)

Links: Uitvoer van een weermodel met hoge resolutie. Elk windvaantje correspondeert met een roosterpunt; de roosterpuntafstand bedraagt 5 km.

luchtdruk aan de grond en de wind, de temperatuur en de vochtigheid op verscheidene niveaus in de atmosfeer. Het liefst zouden we voor alle punten in de atmosfeer de waarden van meteorologische grootheden kennen, maar dat is natuurlijk ondoenlijk. Daarom wordt er gewerkt met een beperkt aantal zogeheten roosterpunten (zie figuren op pagina 155), verspreid over de aardbol, met boven elk punt een aantal lagen. Naarmate de mogelijkheden van de computers toenemen en door de ontwikkelingen in de numerieke wiskunde, die het mogelijk maken efficiënter met beschikbare computercapaciteit om te springen, kan de afstand tussen de roosterpunten kleiner worden gekozen en het aantal lagen worden uitgebreid. Dit leidt tot nauwkeuriger verwachtingen en de mogelijkheid ontwikkelingen op steeds kleinere schaal in de berekeningen mee te nemen. Op dit moment gebruiken wereldwijd rekenende atmosfeermodellen roosterpuntafstanden van bijvoorbeeld 60 km bij 30 lagen; bij modellen die een kleiner gebied bestrijken, wordt incidenteel al gewerkt met een rooster van 5 km! (zie de figuur onderaan pagina 155).

Om een verschijnsel in de atmosfeer te kunnen beschrijven, zijn toch zeker enkele roosterpunten nodig; bij een roosterpuntafstand van 60 km komt dat neer op verschijnselen met een diameter van ongeveer 200 km. Er zijn talrijke natuurkundige processen die plaatsvinden op een kleinere schaal en die zeker van wezenlijk belang zijn voor de ontwikkelingen op grotere schaal. Het gaat om zaken als de vorming van stapelwolken en buien en de uitwisseling van warmte en vocht tussen het aardoppervlak en de dampkring. In de atmosfeermodellen worden ook deze processen gesimuleerd en in de berekeningen betrokken.

De computerberekeningen leveren grote aantallen waarden op van luchtdruk, wind, temperatuur en andere meteorologische variabelen op alle roosterpunten en voor alle lagen; ze worden onder andere gepresenteerd in kaartvorm. Dit maakt directe vergelijking mogelijk met wat er op een weerkaart, of op een satelliet- of radarbeeld is te zien.

In Nederland beschikt het KNMI over een eigen computermodel, dat prognoses maakt tot 2 dagen vooruit. Daarnaast heeft men de beschikking over prognoses tot tien dagen vooruit van het Europees weercentrum ECMWF in Reading, Engeland. In dit centrum wordt ook gewerkt aan de ontwikkeling van seizoensverwachtingen.

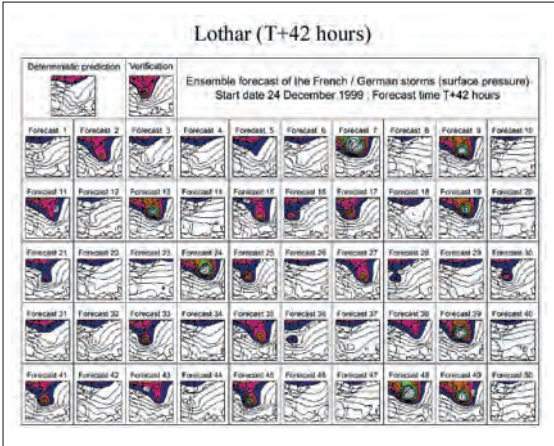
13.6 Statistische verwachtingen

Naast de extrapolatiemethode en de computermodellen worden ook veel statistische methoden gebruikt ter ondersteuning van het maken van een weersverwachting. Dergelijke methoden geven veelal een kansverwachting voor het optreden van een bepaald weersverschijnsel. Die kansverwachting is dan gebaseerd op de uitkomsten van de modellen, maar ook op klimatologische gegevens en de invloed van lokale omstandigheden. Statistische methoden geven de mogelijkheid in beperkte mate weersverwachtingen die in feite voor een wat groter gebied gelden, zodanig aan te passen, dat ze meer voor bepaalde plaatsen of kleinere gebieden gebruikt kunnen worden. Ook kunnen er kansen en prikwaarden voor grootheden mee voorspeld worden die niet rechtstreeks door atmosfeermodellen worden berekend, bijvoorbeeld de kans op onweer, de kans op mist of de kans op vorst aan de grond.

13.7 Betrouwbaarheid

Hoe goed de atmosfeermodellen tegenwoordig ook zijn, ze hebben ook beperkingen, waarvan we er een aantal noemen:

- **De uitgangstoestand is nooit precies bekend**
In principe moet de toestand van de atmosfeer precies bekend zijn om een goede verwachting te kunnen maken. De waarneem mogelijkheden zijn echter beperkt. Is de schaal van de weersystemen te klein, dan kan die onvoldoende in kaart gebracht worden, zodat de onnauwkeurigheid van de berekeningen toeneemt.
- **De modellen zijn beperkt**
De modellen die gebruikt worden, rekenen op computers en zijn daardoor beperkt: ze kunnen nooit de gehele werkelijkheid weergeven, zelfs niet als alle schalen van het weer onbeperkt nauwkeurig bekend zouden zijn.
- **Natuurkundige processen ten dele bekend**
De natuurkundige processen die het weer bepalen zijn maar in beperkte mate bekend. Alleen door het maken van vereenvoudigde modellen van de verschillende processen, kunnen bruikbare modellen van de atmosfeer gemaakt worden.
- **Onvermijdelijke onvoorspelbaarheid**
Naast deze factoren speelt ook mee dat de atmosfeer maar in beperkte mate voorspelbaar is. Kleine verstoringen in de uitgangstoestand kunnen leiden tot meerdere vervolgoestanden die onderling zeer sterk uiteenlopen en al



na enkele dagen resulteren in volslagen verschillende weersituaties voor een bepaald gebied.

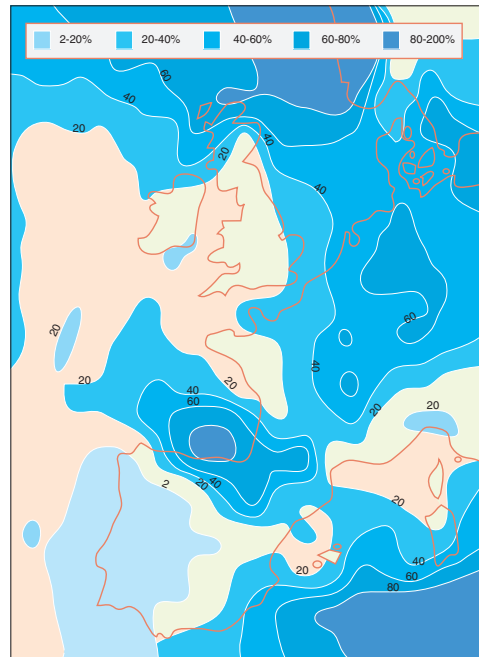
EPS-verwachtingen van de kerststorm Lothar uit 1999. Het betreft verwachtingen voor 42 uur vooruit; ze lopen opvallend sterk uiteen.

Verscheidene ensembleleden geven aanwijzingen voor de sterke activering van een weersysteem. De standaardverwachting

(linksboven) onderschatte de ernst van de opgetreden situatie, die is weergegeven in het kaartje direct daarnaast.

13.8 Ensembleverwachtingen

De fouten in de uitkomsten van de berekeningen van atmosfermodellen worden, zoals hierboven reeds aangegeven, deels veroorzaakt door ‘fouten’ in de uitgangssituatie voor de berekeningen. Deze zijn een direct gevolg van de begrensde meetnauwkeurigheid van weerwaarnemingen. En dan hebben we het nog alleen over de gebieden waar waarnemingen beschikbaar zijn; elders blijft het min of meer gissen. De weerkaart, die de atmosfermodellen als startpunt gebruiken, staat dan ook bekend als het gisveld; het gisveld is de meest recente voorspelling van het model, meestal berekend op basis van de weersituatie van 6 of 12 uur terug. De beschikbare waar-

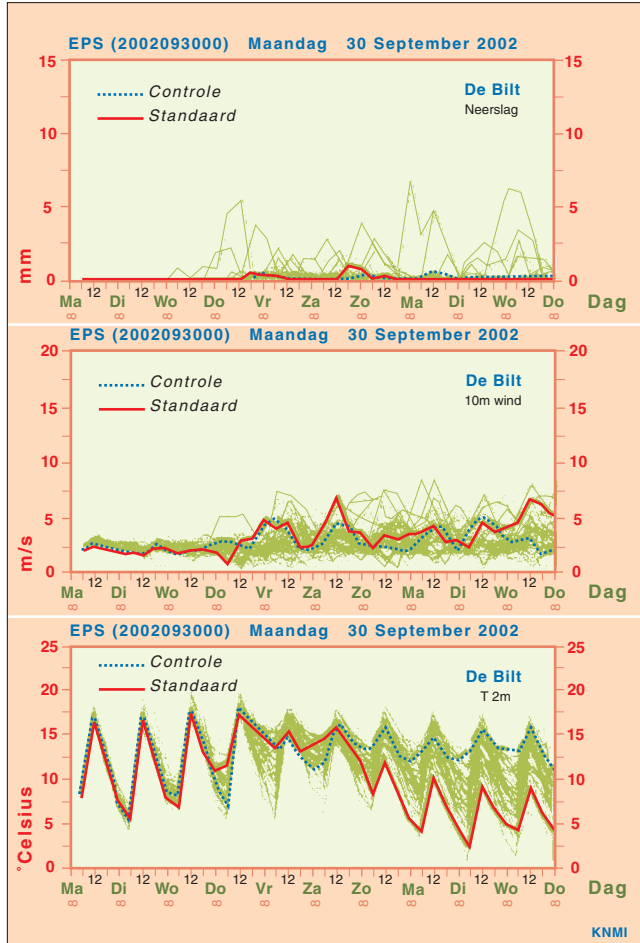


Kanskaartje.

nemingen worden gebruikt om dat gisveld verder in overeenstemming te brengen met de werkelijkheid; pas daarna gaan de berekeningen van start. Kleine verschillen in de analyse, zoals de uitgangssituatie voor de modelberekeningen meestal wordt genoemd, kunnen grote gevolgen hebben voor de verwachtingen, vooral in de periode van 5 tot 10 dagen vooruit. Daarom maakt men op het Europees weercentrum 51 extra verwachtingen, die elk met een iets andere analyse werken. Op deze manier worden de verschillende foutenbronnen in de analyse nagebootst, zodat de effecten ervan op de voorspellingen van het atmosfeermodel kunnen worden onderzocht.

Het opstellen van 51 extra verwachtingen vergt veel computertijd, maar die tijd is slechts beperkt beschikbaar. Om binnen de mogelijkheden te blijven, is daarom bij de extra berekeningen gekozen voor een variant van het ECMWF-model waarbij de roosterpuntafstand is verdubbeld. Wel controleert men de gevolgen van deze ingreep; een van de berekeningen, de zogeheten controle-run, gebruikt precies dezelfde uitgangssituatie als de standaardverwachting. De overige 50 keer is de analyse iets aangepast. De aanpassingen of, zoals de meteorologen zeggen, de verstoringen van de oorspronkelijke analyse, worden zorgvuldig gekozen. Zou men dat niet doen, dan waren 50 extra verwachtingen lang niet genoeg om alle mogelijke varianten in de weersontwikkelingen te kunnen voortbrengen. Door echter te werken met handig gekozen verstoringen – namelijk die welke de grootste effecten laten zien in de berekende verwachtingen – kan men met een beperkt aantal computerberekeningen volstaan. De weersituatie die uiteindelijk optreedt, valt daardoor in bijna alle gevallen binnen de oplossingen die het ensemble voortbrengt.

Een van de toepassingen van het verwachtingssysteem met de vele herberekeningen is het maken van kansverwachtingen. Als bijvoorbeeld van een verzameling met van 50 verwachtingen er 10 zijn die ten minste 1 mm neerslag per etmaal voorspellen, dan is de kans daarop 20%. In het kanskaartje (zie figuur) zijn dergelijke kansen weergegeven. De lijnen geven de kanswaarden van 2, 20, 40, 60 en 80%, wat overeenkomt met 1, 10, 20, 30 of 40 leden van het ensemble. Ook de pluimpresentatie (zie figuur) is gebaseerd op een groot aantal verwachtingen voor hetzelfde tijdstip. De voorspellingen voor temperatuur, neerslag en wind van het 'gewone' atmosfeermodel zijn rood ingetekend, die van de controlerun blauw, terwijl de 50 overige verwachtingen geplot zijn als groene lijnen.



De pluim voor De Bilt. Er worden drie grootheden gepresenteerd: neerslaghoeveelheid per tijdvak van 12 uur (boven), de windsnelheid (midden) en de temperatuur (onder). Steeds geeft de dikke rode lijn de 'standaardverwachting'. De blauwe streepjeslijn toont de resultaten van de controleverwachting. De 50 groene lijnen geven de 50 extra verwachtingen.